ISSN 0366-0909

Российская академия наук

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№61

«Наука»

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

COMMISSION FOR STUDY
OF THE QUATERNARY

BULLETIN
OF COMMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY

N 61

Editors-in-chief
M.N. ALEKSEEV, I.M. KHOREVA

MOSCOW "NAUKA"
1994

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 61

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук
М.Н. АЛЕКСЕЕВ

кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА

МОСКВА "НАУКА"
1994

УДК 551.79

В данном номере Бюллетеня содержатся статьи по различным актуальным проблемам четвертичной геологии. Публикуются новые данные по местонахождениям фауны на Русской равнине. Уделено внимание стратиграфии отложений океана.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов.

Редакционная коллегия:

А.Л. Яншин (главный редактор), *М.Н. Алексеев, А.А. Величко, В.П. Гричук, Ю.А. Лаврушин, В.Э. Мурзаева, К.В. Никифорова, И.М. Хорева, С.М. Шик*

Рецензенты:

А.А. Величко, Ю.А. Лаврушин

Редактор *М.В. Грачёва*

The articles on various actual problems of Quaternary geology are included in the given issue of the Bulletin. New data are given on fauna localities in the Russian Plain. The emphasis is also made on stratigraphy of oceanic sediments.

For geologists, paleontologists, paleogeograpers, archeologists.

Editorial board:

A.L. Janshin (editor-in-chief), *M.N. Alekseev, A.A. Velichko, V.P. Grichuk, Y.A. Lavrushin, V.E. Murzayeva, K.V. Nikiforova, I.M. Khoreva, S.M. Shik*

Revremers:

A.A. Velichko, Y.A. Lavrushin

Б $\frac{1804040000\text{-}155}{042(02)\text{-}94}$ 146–94, II полугодие

© Коллектив авторов, 1994
© Российская академия наук, 1994

ISBN 5-02-003821-0

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 61 1994

УДК 551.461.8–922

Н.В. БЕЛЯЕВА, Т.А. ХУСИД, М.П. ЧЕХОВСКАЯ

КЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Полярные океаны – это ключевые регионы, определяющие эволюцию глобального климата и изменения океанической циркуляции в плейстоцене. Ледниково-межледниковые колебания в них достигают наибольшей амплитуды. Поэтому палеореконструкции океанской среды полярных регионов важны для понимания истории климата и эволюции океанографической обстановки.

Изменения климата и связанных с ним океанических процессов отражаются в изменениях характера осадков (гранулометрический, минералогический состав, текстура, влажность) и скоростей осадконакопления. Ценным показателем смены климатических событий служат смены сообществ фауны и флоры. В донных осадках Северного Ледовитого океана видовые составы микрофлоры и микрофауны сильно обеднены. В толще осадков отсутствуют радиолярии, диатомовые водоросли, редки динофлагеллаты, кокколиты. Единственная группа представителей органического мира, которая широко представлена в Северном Ледовитом океане в настоящее время и хорошо сохраняется в плейстоценовых осадках – это фораминиферы (планктонные и бентосные).

Изучению бентосных и планктонных фораминифер в верхнечетвертичных осадках Северного Ледовитого океана с целью восстановления условий, существовавших в поверхностных и придонных водах, посвящена настоящая статья.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Распределение бентосных и планктонных фораминифер было изучено в двух колонках донных отложений, взятых в центральной части Северного Ледовитого океана, в районе хр. Менделеева. Колонки получены на дрейфующей станции СП-26 Е.В. Телепневым в 1983 г. Колонка 34 (79°22′ с.ш., 178°27′ з.д.) взята на глубине 1397 м в районе распространения промежуточной водной массы. Длина колонки – 105 см. Колонка 18 (79°32′ с.ш., 177°23′ з.д.) взята на глубине 1710 м в области развития глубинных вод. Длина колонки – 88 см.

Возраст осадков определен как позднеплейстоценовый. На палеомагнитной записи в колонке 34 на уровне 76 см обнаружена хорошо выраженная инверсия, соответствующая времени 730 тыс. л.н. (Данилов и др., 1991). Эта датировка позволяет определить среднюю скорость осадконакопления – 1,1 мм/1000 лет, что вполне согласуется

© Н.В. Беляева, Т.А. Хусид, М.П. Чеховская, 1994

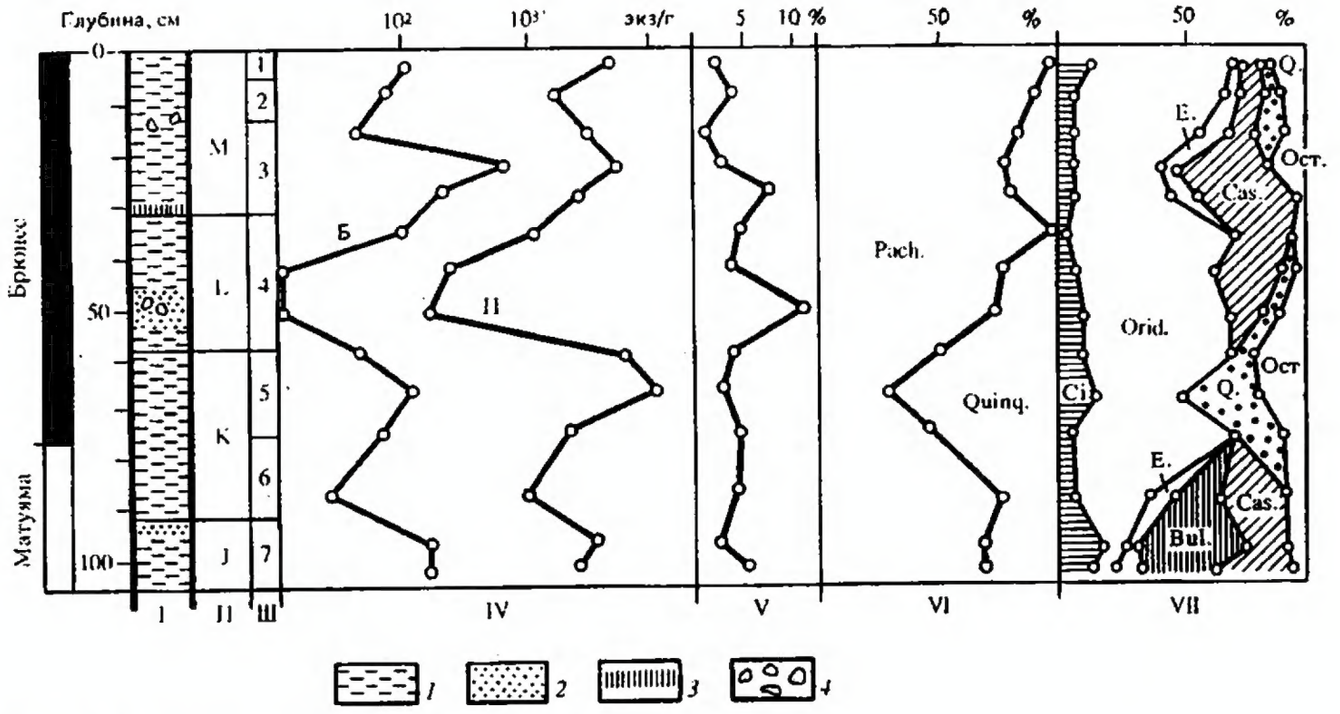


Рис. 1. Распределение фораминифер в колонке со станции 34

1. Литология: *1* — алевритистый лютит, *2* — песчанистый лютит, *3* — осадки розового цвета, *4* — гравий; II. Литостратиграфические единицы (Clark et al., 1980); III. Горизонты; IV. Численность раковин бентосных (Б) и планктонных (П) фораминифер; V — процентное содержание бентосных фораминифер. Процентное содержание видов: VI — в планктонной ассоциации: Pach — Neogloboquadrina pachyderma, Quinq. — Globigerina quinqueloba, Glut — Globigerinita glutinata; VII — в бентосной ассоциации: Q — Quinqueloculina akneriana, Cas. — Cassidulina teretis, Ci. — Cibicides wuellerstorfi, Orid. — Oridorsalis tener, E. — Eponides tumidulus horvathi, Bul. — Bulimina aculeata, T. — Triloculina trihedra; Ост. — остальные виды

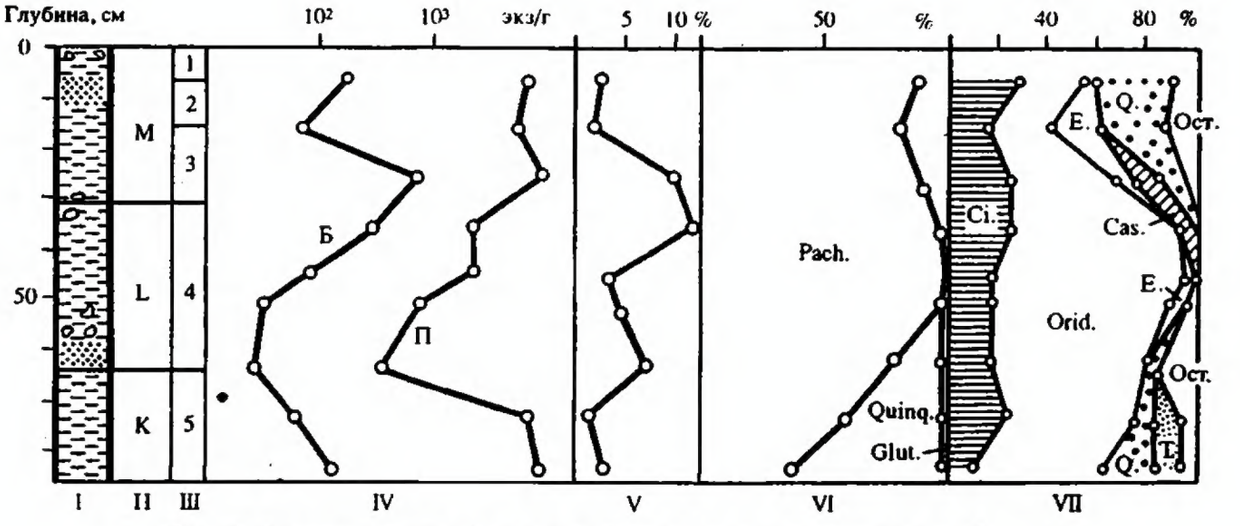


Рис. 2. Распределение фораминифер в колонке со станции 18

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

со скоростями осадконакопления и датировками, известными для центральной части Арктического бассейна (Ku, Broecker, 1967; Steuerwald et al., 1968; Clark et al., 1980).

По литологическому составу (описание осадков проведено Е.В. Телепневым, ВНИИ океанология) в разрезе колонки 34 выделены четыре слоя: 0–31, 31–58, 58–92 и 92–105 см (рис. 1), которые сопоставляются со слоями M, K, L и J (Clark et al., 1980), средняя мощность которых составляет 27, 33, 33 и 16 см. В колонке 18 – три слоя: 0–31, 31–64, 64–88 см, соответствующие слоям M, K и L (рис. 2).

В названных колонках были детально изучены планктонные и бентосные форами-

ниферы, подсчитаны их общая и для каждого вида отдельно абсолютная и относительная численность в пробе в целом и во фракциях 0,5–0,25, 0,25–0,1 и 0,1–0,05 мм. Результаты представлены в виде суммарных оценок для пробы и фракций (в экз/г осадка).

Анализ сообществ бентосных и планктонных фораминифер дает информацию об условиях обитания живых форм и захоронения их раковин – циркуляции, продуктивности, температуре, солености, химизме поверхностных и придонных вод, скоростях осадконакопления.

Близость видового состава фораминифер в колонках донных отложений к видовому составу современной фауны позволяет с уверенностью использовать метод актуализма в палеоэкологических реконструкциях. При этом необходимо знание среды обитания и захоронения современных бентосных и планктонных фораминифер в Северном Ледовитом океане. Поэтому прежде, чем перейти к обсуждению результатов изучения фораминифер в колонках, целесообразно остановиться на особенностях современного распределения фораминифер в Северном Ледовитом океане и среде их обитания.

ГИДРОЛОГИЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Северный Ледовитый океан значительно изолирован от остальных частей Мирового океана и круглый год покрыт мощным ледяным покровом. Для его структуры характерна четырехслоистая стратификация вод (Степанов, 1983). Поверхностная и глубинная водные массы значительно тоньше, а придонная – аномально толще обычного. Поверхностные воды распространены только до глубины 50–100 м, сильно опреснены и имеют низкую температуру, близкую к точке замерзания. Промежуточная водная масса атлантического происхождения характеризуется повышенной температурой и высокой соленостью (температура – от 0 до 1°С, соленость – 34,92‰). Нижняя граница промежуточных вод отмечается на глубине 1500 м. Глубинная и придонная водные массы близки по своим свойствам, характеризуются низкой температурой, высокой соленостью (температура глубинных вод от –0,3 до –0,4°С, температура придонных вод составляет – 0,3°С, соленость 34,99‰) и бо́льшей плотностью. Граница между ними проводится на глубине 2500–3000 м.

СОВРЕМЕННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

Планктонные фораминиферы. Ассоциация планктонных фораминифер в Северном Ледовитом океане практически моновидовая. В водах океана численность фораминифер колеблется от 1 до 464 экземпляров в 1000 м^3 воды (Be, 1960). Доминирующий представитель планктонных фораминифер – Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg) левозавернутая. В популяции этого вида преобладают особи с крупными толстостенными раковинами, развитие которых проходит в промежуточных водах, на глубинах более 100 м. Молодые тонкостенные формы обитают в поверхностном слое воды. Помимо доминирующего вида в ассоциации редко встречается субарктический вид Globigerina quinqueloba Natland, который развивается в поверхностном слое воды (выше 50 м) при температуре более 5°С. Этот вид характеризуется широкой адаптацией к изменениям солености. Особи имеют очень мелкие (менее 0,1 мм) тонкостенные раковины. Кроме того в единичных экземплярах встречаются Globigerina bulloides d'Orbighy, Globigerinita glutinata (Egger), N. pachyderma правозавернутая. Все эти виды характерны для субарктических регионов.

В осадках Северного Ледовитого океана раковины планктонных фораминифер широко распространены и обнаружены в значительном количестве на хребтах, поднятиях и на дне глубоководных котловин. Доминирует вид N. pachyderma левозавернутая. Данные по количественному распределению в осадках Арктического бассейна

немногочисленные (Беляева, Хусид, 1984; Green, 1960). Число раковин вида составляет от первых десятков до 25000 экз./г, а доля его в планктонной ассоциации от 96 до 100%. Кроме N. pachyderma левозавернутой встречаются G. quinqueloba (максимальное значение численности – 211 экз.), G. bulloides, N. pachyderma правозавернутая.

Бентосные фораминиферы. Наиболее полная информация о видовом составе современных фораминифер и об их распределении в Арктическом бассейне и прилегающем Амеразийском шельфе дана в работах К. Грина и М. Лаго (Green, 1960; Lagoe, 1977, 1979). В результате детального анализа распространения разных видов бентосных фораминифер и их связи с окружающей средой М. Лаго удалось выделить сообщества, положение которых четко коррелируется с распределением поверхностных, промежуточных и глубинных водных масс. С промежуточными водами связано сообщество с руководящим видом Cassidulina teretis Tappan. В сообществе постоянно присутствуют виды Cassidulina islandica Norvang, Eponides tumidulus horvathi Green, Oridorsalis tener (Brady), Quinqueloculina akneriana d'Orbigny, Triloculina trihedra Loeblich and Tappan, Cibicides wuellerstorfi (Schwager), Stetsonia horvathi Green, Bulimina aculeata d'Orbigny. С глубинными и придонными водами коррелируются ассоциации с руководящими видами O. tener, S. horvathi. В глубинных водах часто встречаются E. tumidulus horvathi, C. wuellerstorfi, реже Q. akneriana.

Исследования в Норвежско-Гренландском бассейне и в Атлантическом океане показали, что C. wuellerstorfi ассоциируется с более продуктивными водами, а O. tener служит показателем "голодных" условий и достигает наибольшего изобилия в малопродуктивных районах (Лукашина, 1983; Belanger, Streeter, 1980; Jansen et al., 1983; Mackensen et al.. 1985).

Колонка 34 (см. рис. 1). Фораминиферы встречены по всему разрезу, их концентрации колеблются в пределах одного–двух порядков, планктонных – от сотен до десятков тысяч, бентосных – от единиц до тысячи экземпляров. Большей частью (26–100%) планктонные фораминиферы представлены раковинами левозавернутых N. pachyderma. Содержание G. quinqueloba колеблется по разрезу от 4 до 68%. Раковины N. pachyderma (правозавернутые) и G. bulloides не образуют высоких концентраций. Следует отметить, что колебания численности видов синхронны и совпадают с изменениями общей численности по разрезу.

Крупные раковины планктонных фораминифер (более 0,25 мм) составляют менее 1% от общего числа. Содержание раковин размером 0,25–0,1 мм и мелких, размером 0,1–0,05 мм, заметно меняется по разрезу, отражая изменения как в соотношении видов N. pachyderma, G. qyinqueloba, так и в соотношении преобладающих размеров раковин этих видов. В ассоциации размерностью 0,25–0,1 мм основная часть представлена левозавернутой N. pachyderma 75–100%, а доля G. qyinqueloba – 0–25%. Для мелкой фракции (0,1–0,05 мм) в разрезе отмечены максимальные содержания этих видов: N. pachyderma до 100% и G. quinqueloba до 97%.

Анализ изменений численности, а также соотношения отдельных видов в планктонных и бентосных ассоциациях, относительного содержания крупных и мелких раковин планктонных фораминифер позволяет выделить в разрезе фаунистические горизонты.

Горизонты VII, V, III и I (105–92, 76–58, 30–16 и 0–6 см) обогащены фауной, отличаются большим видовым разнообразием бентосных фораминифер. В ассоциации планктонных фораминифер наряду с левозавернутыми N. pachyderma в заметном количестве встречены правозавернутые формы вида, а также раковины G. quinqueloba. Такая структура ассоциации планктонных фораминифер говорит о повышении температуры поверхностных вод во время накопления этих горизонтов.

В бентосных ассоциациях здесь наряду с O. tener значительную роль играют O. wuellerstorfi, C. teretis, B. aculeata, Q. akneriana. Вид C. wuellerstorfi встречается постоянно во всех обогащенных горизонтах, хотя ни в одном он не становится до-

минирующим. Виды C. teretis, Q. akneriana, обычно встречающиеся в этих горизонтах, достигают максимальных относительных концентраций только в одном из них.

Фораминиферовая ассоциация гор. VII отличается наибольшим своеобразием бентосного сообщества в разрезе. Здесь значительного доминирования достигают виды теплых промежуточных вод. Преобладают B. aculeata, C. teretis; суммарное количество их раковин составляет 55–65%. В настоящее время B. aculeata имеет большую численность в высокопродуктивных районах океана, в подвижных гидродинамических условиях на грубозернистых осадках (Miller, Lohman, 1982; Mead, 1985). Видовой состав ассоциации гор. VII свидетельствует о распространении теплой водной массы с высокой продуктивностью, по-видимому, так же как и ныне имеющей атлантическое происхождение. В планктонной ассоциации этого горизонта присутствуют Globoquadrina dutertrei (d'Orbigny), Globorotalia truncatulinoides (d'Orbigny), Globigernoides ruber (d'Orbigny), Globigerinoides sacculifer (Brady), что говорит об интенсификации поверхностных течений и притоке североатлантических вод в Арктический бассейн.

Для бентосной ассоциации обогащенного гор. V характерен вид Q. acneriana, раковины которого составляют в сумме около 40%. Сейчас этот вид в Арктическом бассейне не обитает в теплых промежуточных водах и в верхней части более плотных холодных глубинных вод, и роль его в современных фаунистических комплексах второстепенная. По-видимому, во время формирования гор. V придонные воды отличались большей плотностью и более высокой соленостью. В этом горизонте своих максимальных абсолютных (6900 экз.) и относительных (68%) концентраций достигает планктонный вид G. quinqueloba. Развитие этого вида свидетельствует о значительном опреснении вод поверхностного слоя, что связано с таянием ледовых покровов и возрастанием влияния крупных рек Сибири и Канады.

В бентосной ассоциации гор. III доминирует вид C. teretis – индикатор теплых промежуточных вод современного Северного Ледовитого океана.

Ассоциация гор. I (поверхностного) имеет смешанный состав: в ней есть элементы фауны теплых промежуточных и холодных глубинных вод. Вероятно, при взятии колонки верхний слой был нарушен, поэтому определение его нижней границы затруднено.

В горизонтах VI, IV и II (92–76, 58–30 и 16–6 см) фораминиферовые ассоциации обеднены видами и характеризуются более низкой, на один–два порядка, численностью. Планктонные формы размером 0,1–0,05 мм составляют незначительную часть в сообществе. В бентосном сообществе доминирует (до 50–70%) O. tener – вид, характерный для холодных глубинных вод Северного Ледовитого океана. Низкие значения общей численности, обедненный видовой состав при резком преобладании этого вида позволяет судить о низкой продуктивности района во время формирования этих горизонтов. Наиболее сильно выражено господство руководящего бентосного вида при минимальных значениях общей численности фораминифер (ниже, чем в других обедненных горизонтах) в гор. IV, особенно в нижней его части.

Колонка 18 (см. рис. 2). Планктонные и бентосные фораминиферы встречены по всему разрезу. Направленность изменений общей численности и характеристики ассоциаций близки к описанным в разрезе колонки 34. Выделяются горизонты V, III и I (88–68, 30–20 и 10–0 см) с высокими концентрациями фораминифер. В гор. V отмечены максимальные значения их общей численности; более чем на половину ассоциация планктонных фораминифер представлена видом G. quinqueloba, присутствует вид G. glutinata (от 1 до 8%). Заметную роль в сообществе обогащенных горизонтов играют мелкие тонкостенные раковины – от 20 до 30% в гор. III и I, до 45% – в гор. V.

В осадках, обедненных фауной, фораминиферовые ассоциации характеризуются пониженной гор. – II (20–10 см) и минимальной гор. – IV (68–30 см) численностью. В гор. IV значительную часть сообщества составляют куммерформы, для тонкостенных мелких раковин всего 2–8%.

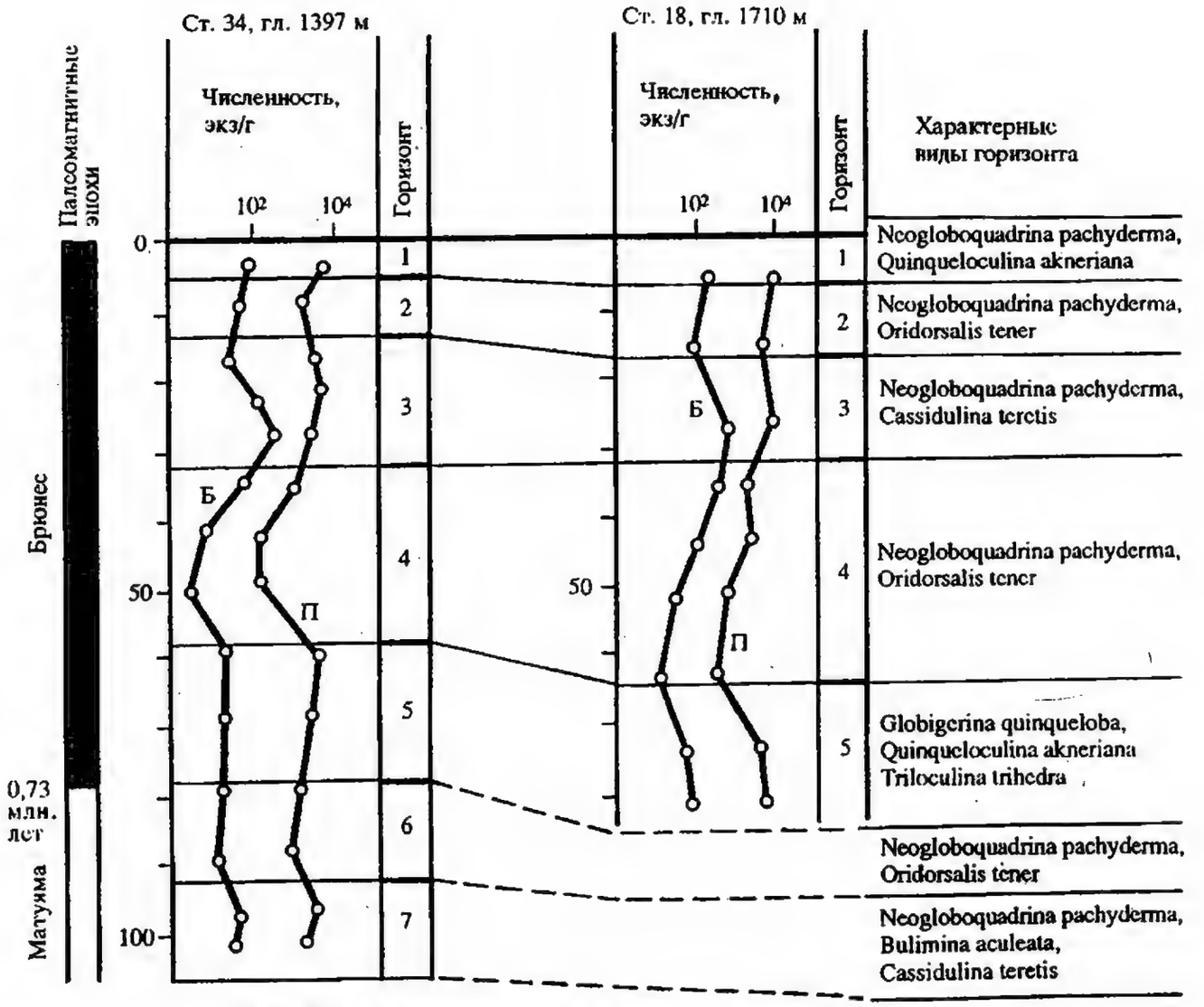


Рис. 3. Корреляция колонок Арктического бассейна

В составе бентосной фауны постоянно встречаются два вида: O. tener, C. wuellerstorfi. Роль этих видов меняется в разных горизонтах. Значение O. tener всегда высокое в обедненных горизонтах, где он составляет до 40–80%, в то время как в обогащенных – не более 20–40%. Напротив, относительное содержание C. wuellerstorfi всегда выше в обогащенных горизонтах – до 30%, а в обедненных никогда не превышает 20%. Отличительной чертой фораминиферовых ассоциаций обогащенных горизонтов является значительное видовое разнообразие. Здесь появляются виды, характерные для промежуточных вод. Заметную роль играют следующие виды: G. akneriana, T. trehedra – в гор. V, C. teretis – в гор. III, Q. akneriana – в гор. I.

Сопоставление колонок. В разрезе колонок наблюдается чередование горизонтов с высокой и низкой численностью раковин фораминифер. Фаунистические ассоциации обедненных горизонтов характеризуются низким видовым разнообразием, определенным повторяющимся комплексом и резким преобладанием двух видов: N. pachyderma в планктонной части ассоциации и O. tener в бентосной части (рис. 3).

Видовой состав фораминиферовых ассоциаций в обогащенных горизонтах всегда более разнообразный, степень доминирования руководящих видов низкая. В планктонной части, помимо N. pachyderma большую роль играет G. quinqueloba, особенно в гор. V обеих колонок. В составе бентосной части комплекса обогащенных осадков массовое развитие получают один–два вида, что свидетельствует о специфической экологической обстановке во время формирования горизонта. Эти виды являются общими для обеих колонок, однако их доля в формировании ассоциаций более мелководной колонки 34 выше, чем в ассоциациях колонки 18. Характерные виды бентос-

ной фауны обогащенных горизонтов свойственны теплым промежуточным водам: для гор. VII – это B. aculeata, C. teretis; для гор. V – Q. akneriana, T. trihedra, для гор. III – C. teretis, для гор. I – O. akneriana (см. рис. 3).

Возрасту 730 тыс. л.н. отвечает граница гор. V и VI, где фиксируется рубеж палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма. Средняя скорость осадконакопления в Арктическом океане 1,1 мм/1000 л. На основании этих данных продолжительность формирования гор. I, II, III и V около 100 тыс. л., гор. IV – 300 тыс. л.

ВЫВОДЫ

Повсеместная встречаемость раковин планктонных и бентосных фораминифер в Северном Ледовитом океане в позднем плейстоцене говорит о благоприятных для их развития условиях во время накопления осадков. Изменения в составе и структуре сообществ отражают флуктуации климатических условий и связанные с ними перестройки общей циркуляции океана.

Формирование обедненных горизонтов (VI, IV и II) происходило в ледниковые периоды, когда мощность льда возрастала, большая часть суши осушалась, подо льдом затруднялся тепло- и газообмен, величина первичной продукции в поверхностных водах значительно снижалась. В это время арктические воды широко распространялись и проникали далеко на юг в Норвежское и Гренландское моря, при этом уменьшалось поступление атлантических вод не только в Арктической, но и в Норвежско-Гренландский бассейн. Область формирования североатлантических глубинных вод перемещалась из Норвежско-Гренладского бассейна в северо-восточную Атлантику (Duplessy et al., 1980; Duplessy, Shackleton, 1985). В результате этих процессов в Арктическом бассейне широко распространилась холодная глубинная водная масса, которая поднималась на мéньшие глубины, предположительно до уровня 1300 м. По свойствам холодные глубинные воды были близки современным, но вследствие значительной редукции термогалинной циркуляции отличались слабой подвижностью. Преобладание устойчивых к растворению раковин N. pachyderma низкая численность мелких раковин в целом и G. quinqueloba в частности, позволяют говорить об агрессивности придонных вод по отношению к карбонатному веществу в эти периоды. Наиболее мощный покров льда и наибольшее ослабление скорости циркуляции поверхностных и придонных вод в Арктическом бассейне существовали во время формирования гор. IV.

Формирование обогащенных горизонтов происходило в межледниковые периоды, в условиях, сходных с современными. Для этих периодов характерны максимальные концентрации бентосных и планктонных фораминифер, обогащенный видовой состав, увеличение содержания (в гор. V преобладание) мелких раковин, что связано с оживлением поверхностной и придонной циркуляции, уменьшением объема льда, возрастанием продуктивности и мéньшей степенью агрессивности придонных вод. Наибольшее оживление системы поверхностных течений приурочено ко времени формирования гор. VII.

Фаунистический состав комплексов бентосных фораминифер обогащенных горизонтов свидетельствует о широком распространении в океане теплых промежуточных вод, которые, как и в настоящее время, были развиты на глубинах от 500 до 1500 м.

Основной источник промежуточных вод в Арктическом бассейне – теплые соленые североатлантические воды, продукция которых возрастает в межледниковые эпохи (Streeter et al., 1982). Благодаря таянию части ледового покрова и лучшему прохождению света через лед значительно увеличивается органическая продукция поверхностных вод. Состав фунистических ассоциаций позволяет отметить, что времени формирования отдельных обогащенных горизонтов сопутствовала специфическая

обстановка. В теплый межледниковый период, возможно, 800–840 тыс. л.н., продуктивность поверхностных вод была наиболее высокой (гор. VII). Максимальное потепление и значительное опреснение поверхностных вод наступило около 700 тыс. л.н. (гор. V). Об этом свидетельствует необычайно высокое для Арктического бассейна (более 50%) содержание G. quinqueloba и относительно высокое правозавернутых раковин N. pachyderma. Условия, наиболее близкие к современным, существовали 127–115 тыс. л.н. (гор. III). По составу и структуре фораминиферовая ассоциация этого периода сходна с той, которая в настоящее время обитает в районе взятия колонок. Образование гор. I происходило во время последнего интенсивного потепления. Мощное поступление атлантических вод в Северный Ледовитый океан началось 13 тыс. л.н., и современный гидрологический режим сформировался около 10 тыс. л.н.

ABSTRACT

The Quaternary history of the Arctic Ocean climate and hydrological variations is inferred using analyses of plankton and benthic foraminifera. Two cores from the central part of the Arctic Ocean have been investigated. The result of analyses demonstrate that foraminifera-rich layers are separated by foraminifera-poor layers.

The formation of foraminifera-poor layers took place during glacial period, when the total thickness of the ice cover had been increased, lower sea levels had caused the exposure of great part of the shelf. Surface productivity was low and there was poor oxygention of the bottom. Within the glacial time interval cold waters were widespread and penetrated to depths 200–300 m. At this time more effective solution of calcium carbonate occured as a result of weak deep water circulation.

The deposition of formainifera-rich layers took place in interglacial periods. The ice thickness was less. The hydrological condition are characterized by high productivity, more active surface and deep water circulation. The warm intermediate water mass was widespread. Bottom water erositon to carbonate was weak.

ЛИТЕРАТУРА

Беляева Н.В., Хусид Т.А. Особенности распределения известковых фораминифер в осадках Арктического бассейна // ДАН СССР. 1980. Т. 254, № 3. С. 697–700.

Данилов Н.Д., Телепнев Е.А., Чугунов А.Б. и др. Результаты палеогеографического изучения донных осадков центральной части Северного Ледовитого океана (хребет Менделеева) // Океанология. 1991. Т. 31, вып. 1. С. 108–116.

Лукашина Н.П. Распределение современных донных фораминифер в северо-восточной Атлантике // Там же. 1983. Т. 23, вып. 1. С. 100–105.

Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.

Be A.W.H. Some observations on Arctic planktonic foraminifera // Cushman Found. Foram. Res. Contrib. 1960. Vol. 11, pt. 2. P. 64–68.

Belanger P.E., Streeter S.S. Distribution and ecology of benthic foraminifera in the Norwegian-Greenland Sea // Mar. Micropaleontol. 1980. Vol. 5. P. 401–428.

Clark D., Whitman R., Mirgan K., Mackey S. Stratigraphy and glacial marine sediments of the Amerasian Basin, Central Arctic Ocean. Wash. (D.C.), 1980. 57 p. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 181).

Duplessy J.-C., Moyers J., Pujol C. Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age // Nature. 1980. Vol. 286, N 5770. P. 479–486.

Duplessy J.-C., Shackleton N.J. Response of global deep-water circulation to Earth's climate change of 135 000–107 000 years ago // Ibid. 1985. Vol. 316, N 6028. P. 500–507.

Green K.E. Ecology of some Arctic foraminifera // Micropaleontology. 1960. Vol. 6, N 1. P. 57–78.

Jansen E., Erlenkenser H. Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: Isotopic evidence // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. Vol. 49, N 3/4. P. 189–206.

Jansen E., Sejrup H.P., Fjaeran T. et al. Late Weichselian paleooceanography of the Southeastern Norwegian Sea // Norw. geol. tidssk. 1983. Vol. 63. P. 117–146.

Ku T.L., Broeker W.S. Rates of desimentation in the Arctic Ocean // Progress in oceanography. L.: Pergamon press, 1967. Vol. 4. P. 95–104.

Lagoe M.B. Recent benthic foraminifera from the central Arctic Ocean // J. Foram. Res. 1977. Vol. 7, N 2. P. 106–131.

Lagoe M.B. Recent benthonic foraminiferal biofacies in the Arctic Ocean // Micropaleontology. 1979. Vol. 25, N 2. P. 214–224.

Mackensen A., Sejrup H.P., Jansen E. The distribution of living benthic foraminifera on the continental slope and rise of southwest Norway // Mar. Micropaleontol. 1985. Vol. 9. P. 275–306.

Mead G.A. Recent benthic foraminifera in the Polar Front region of the Southwest Atlantic // Micropaleontology. 1985. Vol. 31, N 3. P. 221–248.

Miller K., Lohman G.P. Environmental distribution of recent benthic foraminifera on the northeast United States continental slope // Bull. Geol. Soc. Amer. 1982. Vol. 93, N 3. P. 200–206.

Steuerwald B.A., Clark D.L., Andrew J.A. Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1968. Vol. 5. P. 79–85.

Streeter S.S., Belanger P.E., Kellog T.B., Duplessy J.-C. Near-surface conditions and deep water overflow from the Norwegian-Greenland Sea: Benthic foraminiferal evidence // Quatern. Res. 1982. Vol. 18, N 1. P. 72–100.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 61 1994

УДК 551.8 (571.66)

А.Э. БАСИЛЯН, К.Б. БАРИНОВ, Т.В. ОРЕШКИНА

ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ТУСАТУВАЯМСКИЕ СЛОИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

В соответствии с решением МСК при Неогеновой и Четвертичной комиссиях (весна 1989 г.) одним из девяти опорных регионов по определению положения границы неогена и квартера принята Восточная Камчатка.

Согласно унифицированной схеме МСК 1974 г. (Решения..., 1974), эта граница на Восточной Камчатке проведена между усть-лимимтэваямским и тусатуваямским горизонтами. Усть-лимимтэваямская свита выделена Ю.Б. Гладенковым в 1965 г. (Гладенков, Гречин, 1969) в юго-западной части о. Карагинский (рис. 1), где она венчает разрез морских отложений верхнего кайнозоя. Позднее им было опубликовано детальное описание неогеновых отложений острова, а на основании распространение малакофауны произведены расчленение и корреляция их с сопредельными регионами (Гладенков, 1972). Так, к плиоцену были отнесены лимимтэваямская (толщи 10, 11, 12) и усть-лимимтэваямская (толща 13) свиты. Из отложений последней на нескольких уровнях были определены остатки раковин моллюсков: Astarte ex. gr. alaskensis, A. ex gr. hemicymata, A. ex gr. leffingwelli, A. diversa и др., что позволило сопоставить устьлимимтэваямскую свиту с отложениями берингийской трансгрессии Аляски и относить их к верхней части плиоцена.

В 1967 г. при изучении четвертичных отложений о. Карагинский (Восточная Камчатка) О.М. Петровым и И.М. Хоревой в 5 км севернее пос. Ягодное в береговом обрыве была описана слабодислоцированная толща конгломератов и песчаников с остатками раковин моллюсков, залегающая с угловым несогласием на плиоценовых туфодиатомитах лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит, и перекрытая террасовыми отложениями. Эта толща впоследствии была названа тусатуваямскими слоями (Петров, Хорева, 1968). В стратотипическом обнажении в 1 км юго-западнее р. Тнихийнаваям (см. рис. 1) из тусатуваямских конгломератов была собрана представительная коллекция моллюсков, описанная позже О.М. Петровым (1982). В составе комплекса им установлено два ископаемых видов – Clinocardium subcostalis и Mytilus edulis declivis и 29 современных форм, среди которых в массовом количестве встречены: Cyclocardia crebricostata, Astarte (Nicania) montagui warhami, Clinocardium subcostalis, Mytilus edulis declivis; в несколько меньшем – остатки Margarites costalis, M. helicina, Cryptomatica clausa, Boreotrophon pacificus, Astarte (Tridenta) loxia. Небольшое (7%) количество вымерших форм в комплексе позволило ограничить возраст тусатуваямских слоев рамками конца эоплейстоцена – начала плейстоцена (Петров, 1982).

© А.Э. Басилян, К.Б. Баринов, Т.В. Орешкина, 1994

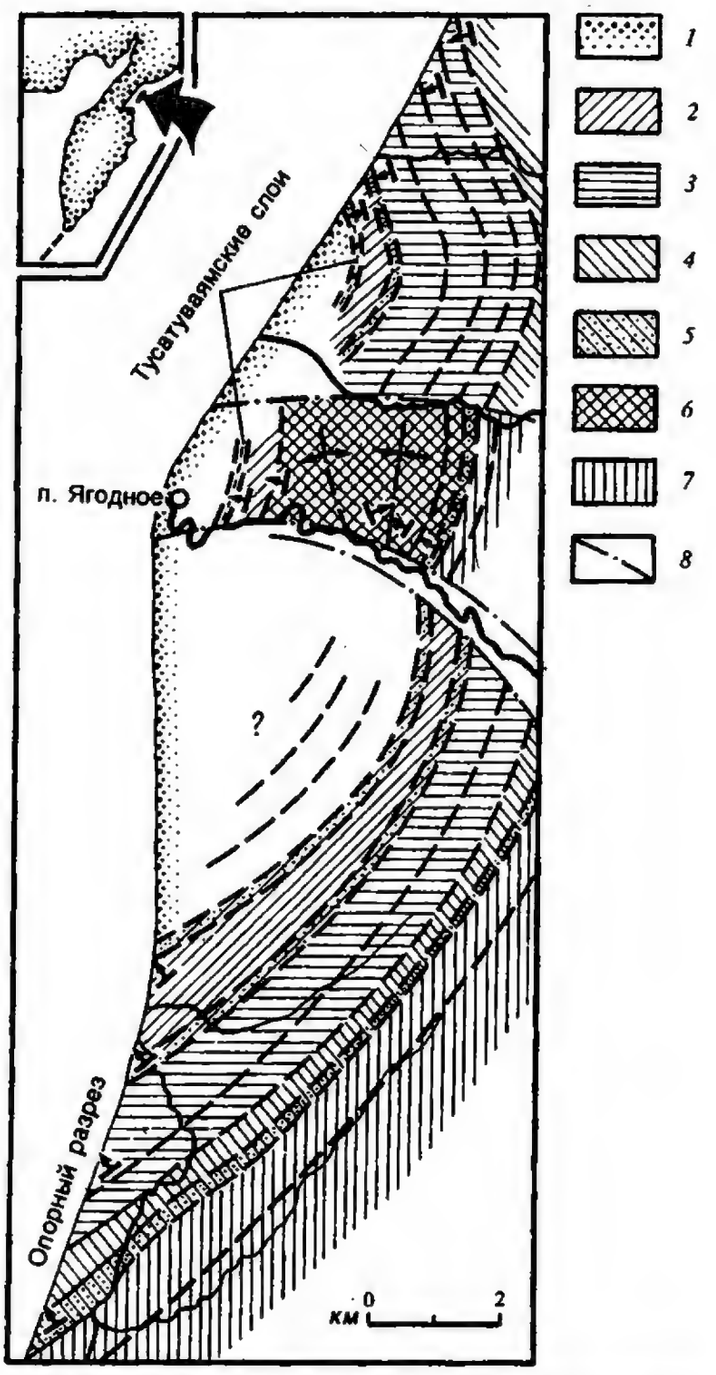


Рис. 1. Местоположение о. Карагинский и схема распространения плиоценовых отложений в его западной части

1 – тусатуваямские слои; *2* – усть-лимимтэваямская свита; *3–6* – лимимтэваямская свита (*3* – толща 12; *4* – толща 11; *5* – толща 10; *6* – нерасчлененная); *7* – юнюньваямская свита; *8* – разломы

Во время полевого сезона 1976 г. из верхнекайнозойских отложений о. Карагинский были послойно отобраны образцы на диатомовый анализ. Анализ вертикального распределения видов диатомей позволил выделить пять разновозрастных комплексов и сопоставить их с комплексами зональной шкалы бореальной области, разработанной И. Коизуми (Koizumi, 1977). При этом комплексы IV и V из отложений верхней части лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит (толщи, 12, 13), сопоставлены с комплексами плиоценовых зон Denticula f. fossilis D. kamtshatica и D. seminae f. fossilis. Видовой состав диатомей из тусатуваямских слоев оказался близким к мелководной ассоциации, характерной для усть-лимимтэваямской свиты; повышенное содержание переотложенных диатомей и несогласное залегание вмещающих отложений позволили отнести выделенную ассоциацию к V комплексу и условно датировать тусатуваямские слои плиоценовым возрастом (Орешкина, 1980).

В 1987 г. и 1989 г. К.Б. Бариновым и А.Э. Басиляном в этом районе были проведены повторные исследования лимимтэваямской, усть-лимимтэваямской свит и тусатуваямских слоев, вскрывающихся в юго-западной части острова. Было уточнено геологическое строение стратотипического разреза тусатуваямских слоев и верхней части опорного разреза неогена, прослежено распространение тусатуваямских конгломератов по латерали. С единой геологической привязкой ("образец в образец") послойно собрана представительная коллекция моллюсков и образцы для микропалеонтологических исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ТУСАТУВАЯМСКИХ СЛОЕВ

Тусатуваямские слои вскрываются в береговом обрыве западного побережья о. Карагинский, южнее устья р. Тнихийнаваям (см. рис. 1). Здесь О.М. Петровым по трем точкам наблюдения было выделено четыре генерации отложений, разделенных перерывами и несогласиями (рис. 2,*а*):

1) дислоцированные толщи туфодиатомитов (плиоцен);

2) слабодислоцированные тусатуваямские слои, залегающие с размывом и угловым несогласием (конец эоплейстоцена – начало плейстоцена);

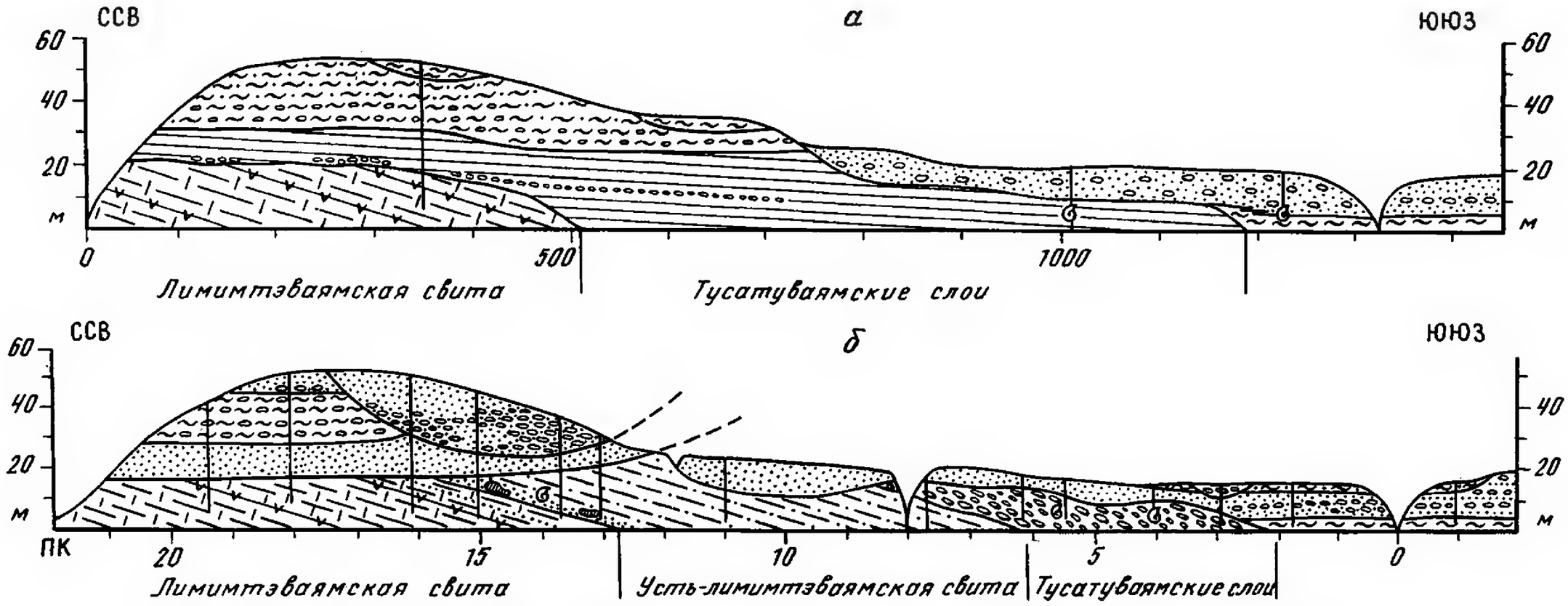


Рис. 2. Стратотипический разрез тусатуваямских слоев: *а* — из работы О.М. Петрова (1982), *б* — в интерпретации авторов
Условные обозначения те же, что и на рис. 3

3) карагинские слои – отложения 80–120 м террасы, залегающие с размывом (ранний плейстоцен);

4) вложенные в них отложения 20 м террасы (поздний плейстоцен).

Отмечалось, что местонахождением тусатуваямского комплекса моллюсков следует считать только прослой песчаников в толще конгломератов (генерация 2), которые вскрываются в 1 км южнее устья р. Тнихийнаваям.

В результате повторного изучения береговых обнажений Бухты Ложных Вестей выявлена несколько иная картина строения стратотипического разреза (см. рис. 2,*б*). В нем снизу вверх на лимимтэваямской свите с размывом, по-видимому, согласно залегают отложения усть-лимимтэваямской свиты (слои 1, 2) и тусатуваямские слои (слой 3):

Мощность, м

1. Песчаник грубокосослоистый, разнозернистый, рыхлый, окрашен гидроокислами железа в зеленовато-желтый, серо-желтый и коричневый цвета. В слое беспорядочно рассеяны карбонатные конкреции (до 0,6 м) неправильной формы с обломками древесины, растительным детритом, остатками раковин моллюсков: Musculus niger (Gray), Astarte (Elliotica) cf. nortonensis MacNeil, Cyrtodaria kurriana Dunker, Serripes groenlandicus (Bruguire), Hiatella arctica Dall, Mya sp., Macoma sp. 1,5
2. Алевролиты песчанистые, диатомитовидные, с редкой рассеянной мелкой галькой, количество которой увеличивается вверх по слою; в нижней части (до 15 м) голубовато-серые, в верхней – серовато-сизые 25
3. Переслаивание конгломератов средне и крупногалечных, плотных, сильно ожелезненных, ржаво-коричневато-желтого цвета, и средне-мелкогалечных конгломератов, рыхловатых, цвет – от коричневого до лимонного, с прослоями гравелитов и песков, рыхловатых, грубозернистых, плохосортированных, иногда с линзами (8–9 м) плотных песчанистых алевролитов светло-серого цвета, с частой рассеянной галькой и гравием. В средней части, в крупногалечном конгломерате и в линзах алевролитов встречаются отпечатки раковин двустворчатых моллюсков: Cyclocardia crebricostata (Krause), Astarte (Nicania) montagui warhami (Honcock), A. (Tridonta) loxia Dall, Clinocardium subostalis Petrov, Mytilus edulis declivis Petrov, Margarites costalis (Gould) и др. 12,5

Согласно первоописанию, тусатуваямскими слоями была названа толща конгломератов с прослоями гравелитов и песчаников, заключающих остатки раковин моллюсков (Петров, 1982).

Тусатуваямские слои венчают последовательность дислоцированных отложений лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит. Согласно залегая, эти три толщи выполняют пологую синклинальную складку, вытянутую в северо-восточном направлении и осложненную серией разломов сдвиго-взбросового типа вкрест простирания слоев (см. рис. 1). Складчатые сооружения на о. Карагинский погребены горизонтально залегающими террасовыми отложениями, наиболее древние из которых – нижнеплейстоценовые карагинские слои, – приурочены к 100–120 м террасе.

В районе стратотипического разреза тусатуваямских слоев вскрываются молодые террасовые морские отложения (высота террас 56–60 и 20 м), которые выклиниваются над тусутуваямскими конгломератами цоколя.

Отложения террасы 55–60 м с резким угловым несогласием залегают на дислоцированных отложениях лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свит. Высота цоколя этой террасы выдерживается на уровне 18 м над у.м. на протяжении 3–4 км на север от устья р. Тнихийнаваям и постепенно в 0,5 км южнее достигает высоты 26,5 м над у.м. Толща террасовых отложений мощностью свыше 40 м имеет четкое трехчленное строение с постепенными переходами от песков с прослоями суглинков в основании до глин с большим количеством рассеянной гальки и валунов в средней части и песков с диагональной слоистостью – в верхней. Таким образом, здесь отражен единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления.

В толщу отложений 55–60 м террасы вложена крупная линза озерно-ледниковых пестрофациальных отложений мощностью 30–35 м с цоколем на высоте 25 м над у.м.

(ПК 15). Здесь наблюдается линзовидное незакономерное переслаивание разнообломочных галечников, гравелитов, песков и суглинков. Эти отложения моложе толщи 55–60 м террасы, но древнее 20 м террасы, о чем свидетельствует их высокое гипсометрическое положение. Отложения 20 м террасы в стратотипическом разрезе тусатуваямских слоев вложены в алевролиты усть-лимимтэваямской свиты и перекрывают тусатуваямские слои (см. рис. 2,*б*). Цоколь этой террасы погружен под уровень моря, но повышается над тусатуваямскими конгломератами до отметки 15 м над у.м.; далее на север террасовые отложения выклиниваются. Представлены они в нижней части вязкими глинами (3 м), выше – переслаиванием галечников, гравелитов и песков.

Наиболее молодые образования в стратотипическом разрезе тусатуваямских слоев представлены вложенными в толщу 20 м морской террасы озерными суглинками с песками и гравелитами в основании, которые слагают выровненные поверхности на высоте 16 м над у.м.

Таким образом, изучение верхнекайнозойского разреза (см. рис. 2,*б*) позволило установить, что ранее в толщу тусатуваямских слоев включались подстилающие песчаники и алевролиты усть-лимимтэваямской свиты и пески в низах разреза отложений 55–60 м террасы, залегающие на тусатуваямских слоях с угловым несогласием.

О ВОЗРАСТЕ ТУСАТУВАЯМСКИХ СЛОЕВ

С целью определения возраста этих отложений были использованы послойно собранные комплексы моллюсков и диатомовых водорослей.

Для расчленения неогена по диатомеям применялся последний вариант зональной шкалы Северной Пацифики (Koizumi, 1985). В нем учтены таксономические преобразования, предложенные в последние годы для стратиграфически ценных и зональных видов (Akiba, 1986; Akiba, Yakagisawa, 1986). Возраст зональных границ плиоцен-четвертичной части в рассматриваемой шкале определен путем прямой корреляции палеомагнитных инверсий, определенных в скважинах глубоководного бурения и грунтовых колонках северо-западной Пацифики, с магнитохронологической шкалой (Burckle, Opdyke, 1977; Koizumi, 1985; Koizumi, Tanimura, 1986).

Отличительная особенность комплекса диатомовых из верхней части лимимтэваямской (толща 12) и усть-лимимтэваямской (толща 13) свит обоих разрезов заключается в отсутствии такого характерного элемента, как Cosmiodiscus insignis, и в наличии редких экземпляров Neodenticula koizumi. Кроме того, характерно появление новых холодноводных видов рода Thalassiosira, типичных для современного субарктического круговорота – T. lineata, T. latimarginata, T. nordenskioldii, T. sancettae и двух монотипных эндемиков арктобореальной диатомовой флоры, маркирующих новые этапы эволюционного развития семейства Thalassiosira – Bacterosira fragilis и Detonula confervane.

На основании изложенного толщи 12 и 13 сопоставляются с зоной Neodenticula koizumi – Neodenticula kamtschatica. Характерная черта этой зоны – массовое развитие двух видов рода Stephanopyxis, который был недавно отнесен к роду Pyxidicula (Николаев, Стрельникова, 1986). Один из них, Pyxidicula sp. J, близок по морфологии к Stephanopyxis turris var. cylindrus. Второй, Pyxidicula sp. 2 с цилиндрической, сильно очерченной створкой и грубыми выростами в углах полигональных ареол, вероятно, представляет собой покоящиеся споры этого или какого-либо другого вида Stephanopyxis (Pyxidicula). Максимальное количество Pyxidicula ssp. в обоих разрезах приурочено к толще 13 (усть-лимимтэваямская свита).

На диатомовый анализ также отбирались образцы из собственно тусатуваямских слоев и из раковины моллюсков коллекции О.М. Петрова. Эти отложения отнесены к

зоне Neodenticula koizumi. Для комплекса этой зоны в шельфовых фациях характерно резкое падение численности Pyxidicula zabelinae и развитие Pyxidicula (Stephanopyxis) horridus, биозона которого соответствует объему рассматриваемой зоны. В перекрывающих террасовых отложениях диатомовых не обнаружено (рис. 3).

Проведенные послойные сборы остатков раковин моллюсков из упомянутых толщ позволили наметить детальное расчленение плиоценовых отложений о. Карагинский и выделить слои с фауной. В лимимтэваямской свите их выделено четыре, верхние из которых с Fortipecten hallae соответствуют практически всей толще 12. Важная особенность комплекса моллюсков из этой части разреза – первое появление представителей подсемейства Astartinae – Astarte (Elliptica) limimtensis. В настоящее время этот комплекс не находит аналогов в сопредельных районах. Однако, присутствие в слоях ископаемого вида Fortipecten hallae позволяет коррелировать их с плиоценовыми отложениями, вероятно, подстилающими берингийские слои на Аляске (MacNeil, 1967).

В объеме усть-лимимтэваямской свиты выделены слои с Astarte (Rictocyma) diversa) diversa – Astarte (Elliptica) nortonensis. Отличительная черта этих слоев – массовое развитие в них астарт и первое появление в разрезах Северной Пацифики рода Cyrtodaria. По присутствию в комплексе моллюсков этих слоев характерных видов: Astarte diversa, A. nortonensis, A. hemicymata в закономерном сочетании с появлением видов современного облика они уверенно коррелируются с берингийскими слоями района Нома и Кивалины на Аляске (MacNeil et al., 1943; Hopkins, MacNeil, 1960). По появлению подродов Astarte – Tridonta и Elliptica и характерного вида Cyclocardia pliocenica, им, вероятно, соответствуют нижняя часть помырской свиты Северного Сахалина и четвертая пачка маруямской свиты в разрезах полуострова Крильон Южного Сахалина.

Комплекс моллюсков из тусатуваямских слоев монографически описан О.М. Петровым (1982). В объеме этих слоев выделены слои с фауной Clinocardium subcostalis – Mytilus edulis declivis. В настоящее время корреляция по моллюскам этих отложений затруднена, ввиду недостаточной изученности района.

В отложениях морских террас высотой 80–120 м, в так называемых карагинских слоях О.М. Петровым в 0,5–1,5 км севернее устья р. Юнюньваям была собрана коллекция моллюсков, для которой характерно присутствие вымершего вида Astarte invocata и арктических форм Portlandia arctica и Nuculana lamellosa lamellosa. По геологическому положению вмещающих толщ и биогеографическому составу моллюсков карагинские слои датируются раннеплейстоценовым возрастом (Петров, 1982).

Из изложенного следует, что тусатуваямские слои с видимым согласием залегают на усть-лимимтэваямской свите. Отложения последней сопоставляются со средней частью диатомовой зоны Neodenticula koizumi – Neodenticula kamtschatica, возраст которой в высоких широтах ограничен 4,2 и 2,5 млн лет (Орешкина, 1989). Комплекс моллюсков из усть-лимимтэваямской свиты позволяет их коррелировать с берингийскими слоями Аляски, имеющими датировку 3,5–3,0 млн лет (Hopkins, Marincovich, 1983; Marincovich, 1984). На тусатуваямских слоях с угловым несогласием залегают террасовые отложения, наиболее древние из которых – нижнеплейстоценовые карагинские слои.

Таким образом, время образования тусатуваямских слоев и последующей складчатости ограничено рамками позднего плиоцена–эоплейстоцена. В этих пределах возраст тусатуваямских слоев, сопоставляемых с зоной Neodenticula koizumi, ограничивается отрезком 2,5–1,9 млн лет, т.е. концом позднего плиоцена, а последней складчатости на о. Карагинский – эоплейстоценом.

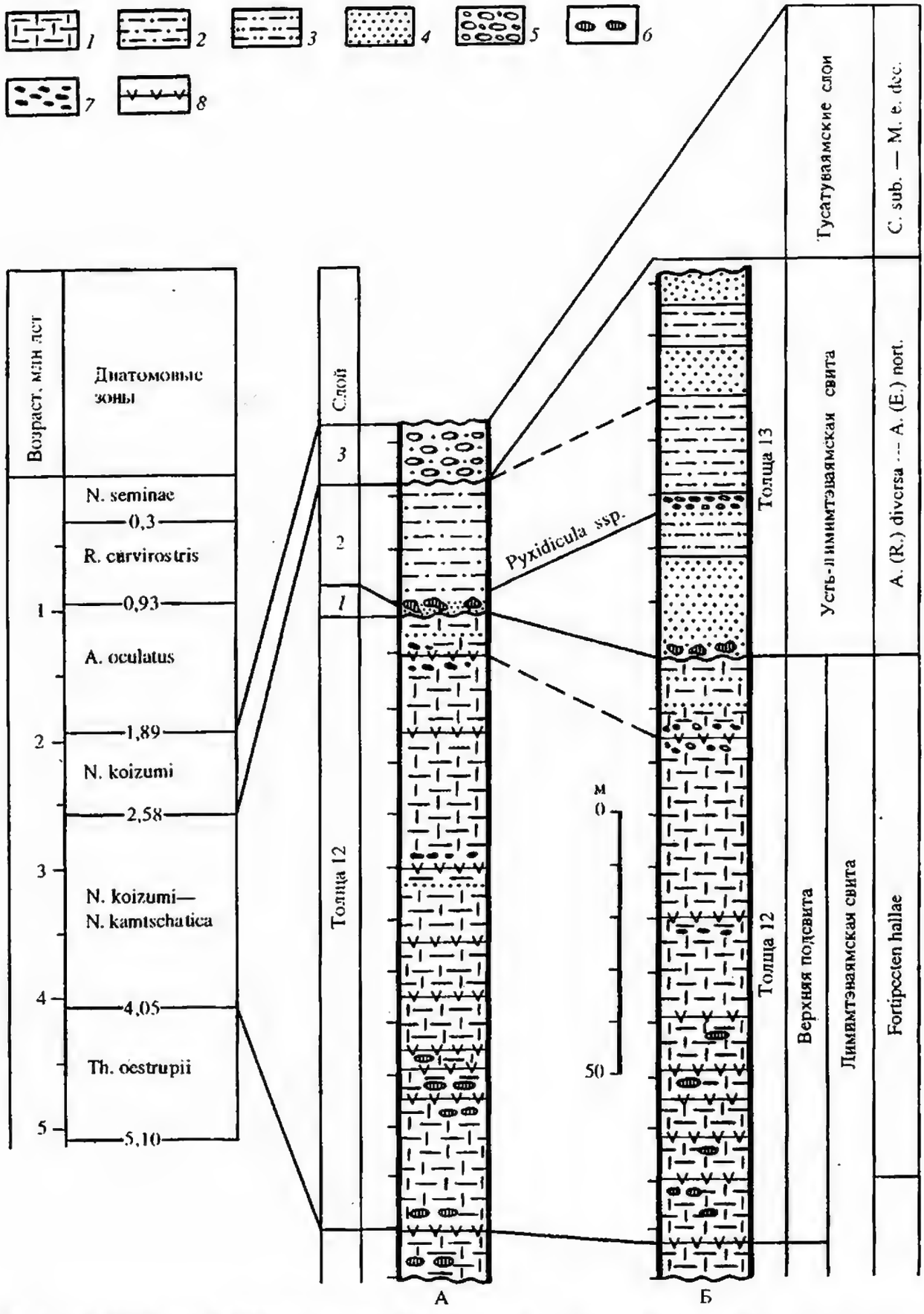


Рис. 3. Корреляция отложений стратотипического разреза тусатуваямских слоев (А) и опорного разреза (Б) с диатомовой шкалой Северной Пацифики

1 — туфодиатомиты, *2* — туфоалевриты, *3* — песчаные туфоалевролиты, *4* — песчаники, *5* — конгломераты, *6* — карбонатные конкреции, *7* — рассеянный обломочный материал, *8* — прослои вулканического пепла

ABSTRACT

Till recently the Neogene–Quaternary boundary on the Eastern Kamchatka was established between the Ust-Limimtevayam and Tusatuvayam horizons. New data on the geology of the stratotype section of the Tusatuvayam layers, mollusk fauna and diatoms have changed there views. It appeared that in Ust-Limimtevayam Suit deposits containing mollusk assemblage with Astarte (Rictocyma) diversa – A. (Elliptica) nortonensis the diatoms of the zone Neodenticula koizumi – N. kamtschatica (the boreal diatom scale of the Pacificu) were found. Besides the Tusatuvayam layers with Ciliatocardium subcostalis – Mytilus edulis declivis must be correlated with the zone Neodenticula koizumi.

Accordingly in this region the boundary of systems should be traced along the angular unconformity between the Tusatuvayam layers (Late Pliocene) and terrace deposits (Pleistocene), while the latest folding phase occurred during the Eopleistocene.

ЛИТЕРАТУРА

Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки: (Вопросы биостратиграфии и палеоэкологии). М.: Наука, 1972. 251 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 214).

Гладенков Ю.Б., Гречин В.И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, вып. 5. С. 72–81.

Николаев В.А., Стрельникова Н.И. К ревизии родов Stephanopyxis и Pyxidicula (Bacillariophyia) Ботан. журн. 1986. Т. 71, № 7. С. 950–953.

Орешкина Т.В. Комплексы диатомей морских неогеновых отложений о-ва Карагинского (Вост. Камчатка) и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 57–66.

Орешкина Т.В. Неогеновые диатомеи Северной Пацифики: Стратиграфия и палеокеанография // Вопр. микропалеонтологии. 1989. Вып. 30. С. 90–100.

Петров О.М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 357).

Петров О.М., Хорева И.М. Корреляция позднеогеновых и четвертичных отложений крайнего северо-востока СССР и Аляски // Граница третичного и четвертичного периодов. М.: Наука, 1968. С. 70–74.

Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу-палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1974. 135 с.

Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle to high latitudes of the North Pacific // Init. Rep. DSDP. 1986. Vol. 87. P. 393–480.

Akiba F., Yanagisawa Y. Taxonomy, morphology and phylogeny of the Neogene diatom zonal marker species in the middle-high latitudes of the North Pacific // Ibid. 1986. Vol. 87. P. 483–554.

Burckle L.H., Opdyke N.D. Late Neogene diatom correlation in the Circum Pacific // Proc. of I Intern. congr. on Pacific Neogene stratigraphy. Tokyo. 1977. P. 255–284.

Hopkins D.M., MacNeil F.S., Leopold E.B. The coastal plain at Nome, Alaska // A Late Cenozoic type section for the Bering Strait region. Copenhagen, 1960. Pt 4. P. 45–57. (Rep. XXI Intern. geol. congr.).

Hopkins D.M., Marincovich L.J. Whale biogeography and the history of the Arctic Basin // Arctic whaling: Proc. Intern. symp. Arctic whaling. Groningen, 1983. P. 7–24.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy in the North Pacific Region // Proc. of I Intern. congr. on Pacific Neogene stratigraphy. Tokyo, 1977. P. 235–253.

Koizumi I. Diatom biochronology for Late Cenozoic Northwest Pacific // J. Geol. Soc. Jap. 1985. Vol. 91, N 3. P. 195–211.

Koizumi I., Tanimura Y. Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude Western North Pacific, Deep Sea Drilling Project, leg 86 // Init. Rep. DSDP. 1985. Vol. 86. P. 269–300.

MacNeil F.S. Cenozoic pectinids of Alaska, Iceland and other northern regions // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1967. N 553. P. 1–57.

MacNeil F.S., Mertie J.B., Pilsbry H.A. Marine invertebrate faunas of the burried beaches near Nome, Alaska // J. Paleontol. 1943. Vol. 17, N 1. P. 69–96.

Marincovich L.J. Eastern Pacific molluscan bio-events and their relation of Neogene planktonic datum planes // Pacific Neogene datum planes. Tokyo, 1984. P. 67–73.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 61 1994

УДК 551.732.23.569(118.2)

Л.П. АЛЕКСАНДРОВА

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ, ДЕТАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ И УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ VI ТЕРРАСЫ ДНЕСТРА (ТИРАСПОЛЬСКИЙ СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ КОЛКОТОВА БАЛКА)

В последние десятилетия происходит интенсивное внедрение в практику стратиграфических работ достижений отечественной микропалеотериологии. Важное место при этом несомненно занимают фауны стратотипических разрезов, которые образуют как бы остов стратиграфической схемы антропогена.

Так, фауна тираспольского стратотипического разреза (Александрова, 1971; 1976) взята нами в качестве основы для стратиграфической схемы внеледниковой области, определение возраста горизонтов которой производилось относительно этого стратотипа. Был выделен ряд более древних и более молодых горизонтов. Одновременно, тираспольская фауна сыграла решающую роль в обосновании нижнеплейстоценового возраста ряда горизонтов и свит в ледниковой зоне (донской морены, покровской, ильинской, новохоперской и др. свит). Это заставило отказаться от прежнего упрощенного взгляда на стратиграфию нижнего плейстоцена и ледниковой зоны и приступить к созданию новой стратиграфической схемы (Красненков, Агаджанян, 1975; Красненков и др., 1980, 1987 и др.; Александрова, 1982*б;* и др.). Основой ее естественно должна стать установленная сотрудниками ПГО Центргеология последовательность местонахождений мелких млекопитающих (Красненков и др., 1987). Однако из-за отсутствия привязки к стратотипу остаются неясными соотношения между этими фаунами внутри нижнего плейстоцена.

Для этого необходимо еще раз проанализировать стратотипическую фауну, подчеркнуть ее характерные черты и наметить в ней фаунистические преобразования, чтобы в дальнейшем определение возраста различных горизонтов нижнего плейстоцена опиралось бы на степень сходства или отличий их от стратотипа.

Колкотовская (VI, ранее V) терраса Днестра развита широкой полосой вдоль левого берега этой реки при высоте цоколя 30–35 м, мощности аллювия 15 м и 15-метровой покровной толщи. Отложения ее принимаются в качестве опорного разреза нижнего плейстоцена не только для территории бывшего СССР, но и для всей Европы. Всестороннему изучению его был посвящен Международный коллоквиум по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы (Плейстоцен Тирасполя, 1971).

Долгое время до этого разрез аллювия этой террасы рассматривался как единая толща "тираспольского гравия", возраст которого определялся фауной крупных мле-

© Л.П. Александрова, 1994

копитающих тираспольского фаунистического комплекса В.И. Громова. На симпозиуме было предложено деление разреза на две пачки, разделенных границей размыва. Каждая пачка сложена гравийно-галечными отложениями, кверху переходящими в озерно-старичные глинисто-алевритовые отложения. В составе этих двух пачек иногда также указывались глинисто-алевритовые прослои, образование которых, однако, связывалось с существованием стариц и проток при меженном уровне речного потока, т.е. им не придавалось стратиграфического значения. Необходимо отметить, что часто из-за срезания таких глинисто-алевритовых прослоев вся толща действительно приобретала вид единого гравийно-галечного тела.

Позднее верхняя пачка была выделена как окский горизонт, а нижняя как колкотовский (Никифорова и др., 1976; 1980). Основанием для этого стали представления о холодных условиях времени образования верхнего горизонта (присутствие валунов в его основании, палинологические данные), и теплых – для времени образования колкотовского горизонта по присутствию теплолюбивых моллюсков (Pseudunio moldavica Tsch., P. robusta Tsch.).

При сборе остатков мелких млекопитающих из этого разреза нами обращалось особое внимание на присутствие глинисто-алевритовых прослоев, которые рассматривались как пойменные отложения самостоятельных аллювиальных циклов. На этом основании аллювиальная толща VI террасы Днестра в Колкотовской балке была разделена на три аллювиальных цикла, сменяющие друг друга в едином вертикальном разрезе (Александрова, 1971; слои 19, 20, 21). Позднее А.Н. Хубка (1977) для выделенных им четырех генераций аллювия в разрезах VI террасы (у г. Тирасполь, Ближний Хутор, Суклея и др.) выявил различия в фауне пресноводных моллюсков. Однако, образование таких генераций трактовалось как следствие меандрирования древнего русла, при котором происходило прислонение разновозрастных генераций друг к другу, что характерно для формирования аллювия по перстративному типу.

Нами же, как было указано выше, сбор мелких млекопитающих производился из наложенных аллювиальных циклов в едином разрезе, что позволяет твердо считать их разновозрастными, сменяющими друг друга во времени. Подобное наслоение наблюдается и в других районах, в частности, в низовьях Дуная у с. Нагорное (Хубка, 1986).

Разновозрастность горизонтов Колкотовского разреза вытекает и из анализа фауны мелких млекопитающих. В результате проведенного в последнее время уточнения первоначальных видовых определений грызунов (Microtinae) из этого разреза и послойного их распределения выявились следующие фаунистические различия в слагающих его горизонтах. Так, из форм, отнесенных ранее к Pitymys arvaloides Hint., в пределах колкотовского горизонта были выделены Pitymys es gr. subterraneus Sel.-Long. (рис. 1, №№ 430/2034, 2035, 2041, 2047, а также: Александрова, 1976, рис. 45, сл. 21), чем колкотовский горизонт отличается от нижележащего суклейского, который обнажается в карьере Суклейская балка, также вскрывающем отложения VI террасы. Суклейский горизонт залегает здесь под колкотовским с теплолюбивыми моллюсками Pseudunio moldavica Tsch. и P. robusta Tsch. и содержит Mimomys ex gr. intermedius, Clethrionomys cf. glareolus, Lagurus sp., Eolagurus cf. luteus, Microtus arvalinus. Из пресноводных моллюсков здесь преобладают "коренастые" Viviparus, присутствуют униониды умеренной зоны Европы, а также плиоценовые реликты [Unio (Crassunio) crassoides Tsch., U. aff. chasaricus Bog.] (Хубка, 1977). Выше колкотовского залегает приднестровский горизонт (нижняя аллювиальная пачка "окского" горизонта). В нем обнаружена снежная полевка Microtus nivaloides F. Maj. В верхней пачке "окского" горизонта (ниструсский горизонт) из форм, отнесенных ранее к Lagurus transiens Jan. выделена Lagurus L. pleistocaenicus Alex. (см. рис. 1, № 430 / 2019, а также: Александрова, 1976, рис. 38, сл. 19). Выделение среди L. transiens зуба (?) Praedicrostonyx sp. в "Путеводителе..." (1982) следует считать ошибочным. В ниструсском горизонте об-

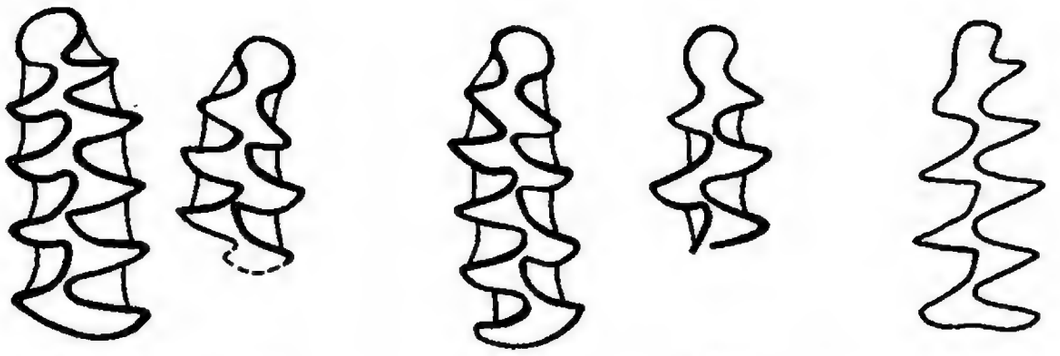


Рис. 1. Строение M_1 Pitymys ex gr. subterraneus Sel.–Long. (№№ 430/2034, 2035, 2041, 2047), колкотовский горизонт; Lagurus l. pleistocaenicus Alex., (№ 430/2019), ништруский горизонт

наружены остатки Mammuthus cf. chosaricus Dubrobo (Давид, 1982), чем также подтверждается его наиболее молодой возраст.

Важно отметить, что сравнение фауны ништрусского горизонта с суворовской, обнаруженной нами в собственно окском горизонте стратотипического чекалинского разреза (Александрова, 1982*а*), указало на присутствие в нем предковых форм по отношению не только к суворовским, но и к мучкапским. Это заставило автора отказаться от сопоставления верхов тираспольского разреза (приднестовского и ништрусского горизонтов) не только с окским оледенением, но и с донским.

Эволюционные изменения, отмеченные в каждой из выделенных аллювиальных пачек VI террасы сводятся к появлению новых форм в ранге вида или подвида (?) что соответствует эволюционным преобразованиям, установленным нами и для более древних горизонтов в пределах хапровского и других комплексов (Александрова, 1976; Стратиграфия..., 1984).

Таким образом, в стратотипическом колкотовском и соседнем суклейском разрезах по фауне мелких млекопитающих нами выделяются четыре горизонта (снизу вверх): суклейский, колкотовский, приднестровский и ништрусский. Представляется вполне оправданным фауну именно этих четырех горизонтов считать собственно тираспольской. Для нее характерен следующий видовой состав: Mimomys intermedius Hint., M. majori Hint., Clethrionomys cf. glareolus Schr., Prolagurus cf. pannonicus Korm., Lagurus transiens Jan., L. l. pleistocaenicus Alex., Lagurus (Eolagurus) cf. luteus Evers., Pitymys gregaloides Hint., P. arvaloides Hint., P. ex gr. subterraneus Sel.-Long., Microtus aff. ratticepoides, M. cf. nivaloides F. Maj, M. arvalinus Hint.

Верхний предел эволюционного процесса для тираспольской фауны мелких млекопитающих определяется следующими формами ништрусского горизонта: в линии водяных полевок – корнезубыми формами Mimomys intermedius, M. majori, в линии степных пеструшек – Lagurus l. pleistocaenicus, в линии серых полевок – Pitymys gregaloides. Отсюда появление в какой-либо фаунистической группировке новой формы в одной из упомянутых линий рассматривается нами как указание на более высокое стратиграфическое положение такой фауны. Это наблюдается, например, в мучкапской фауне из наддонских отложений оврага Вольные Вершины у пос. Мучкап (Красненков и др., 1980, 1987). Здесь наблюдается замещение тираспольских Pitymys gregaloides более прогрессивной формой Stenocranias gregalis. В таких же фаунах как узмарийская и еманчанская этот процесс зашел еще дальше: произошло почти полное замещение тираспольских Mimomys более прогрессивной формой – водяной полевкой рода Arvicola, хотя редкие Mimomys все же присутствуют (Александрова, 1982б; Маркова, 1982). Из-за такого постепенного преобразования тираспольской фауны становится невозможным установление иной ее верхней границы, кроме той, что предложена выше – по кровле ништрусского горизонта. То же относится и к установлению

нижней границы тираспольской фауны. Так, в ряде фаун (петропавловской, карачагской, карай-дубинской и шаминской) сначала появляется первый представитель тираспольского рода Microtus (M. ratticepoides = M. ex gr. oeconomus), затем – переходные формы от таманских Prolagurus pannonicus к тираспольским Lagurus transiens (P. pannonicus–posterius), а затем – Microtus arvalinus, т.е. наблюдается обратный процесс – постепенное нарастание в этих фаунах тираспольских черт (Александрова, 1973; Михайлеску, 1989; Маркова, 1989). Поэтому такие фауны весьма условно могут относиться к "позднетираспольским" и "раннетираспольским". Представляется, что в будущем при установлении полной последовательности фаунистических группировок, когда каждая из них займет вполне определенное стратиграфическое положение, необходимость пользоваться такими неопределенными понятиями отпадет.

Таким образом, выделение в аллювиальных отложениях VI террасы разновозрастных наложенных горизонтов позволяет сделать вывод о том, что эта терраса не является таковой в классическом понимании, а представляет собой поднятый блок сложнопостроенной нижнеплейстоценовой аллювиальной равнины, формирование которой происходило по конститутивному типу в условиях тектонического погружения (Шанцер, 1966).

Однако, наблюдаемое в некоторых пунктах этой террасы (Ближний Хутор, Первомайское и др.) выпадение отдельных циклов, а также следы размывов между ними, свидетельствует о сложной истории ее формирования, когда создавались условия не только для накопления аллювия, но для его размывания. Это свидетельствует о неоднократных изменениях положения базиса эрозии, связанных с трансгрессиями и регрессиями южных морей, которые в свою очередь отражают колебания климата.

Так, накопление всех выделенных горизонтов (суклейского, колкотовского, приднестровского и ниструсского), происходившее в теплые межледниковые отрезки времени, о чем свидетельствуют литологические исследования (Плейстоцен Тирасполя, 1971, с. 33–34), дает основание связывать их с трансгрессивными фазами чаудинского бассейна. Об этом же свидетельствует необъяснимое ранее присутствие фораминифер (Elphidium sp., Ammonia beccarii, Bolivina sp., Cassidulina, Bulimina sp.) и планктонных форм (Globigerina pachyderma, G. inflata и др.) в глинисто-алевритовых прослоях верхов ниструсского, приднестровского и других горизонтов (Там же, с. 12, 15). Эти глинисто-алевритовые слои, вероятно, представляют собой отложения лиманов морских трансгрессивных бассейнов. Напротив, следы размывов, в виде прослоев валунов, а также глиняных катунов из размытых, нижележащих слоев, наблюдаемые в базальной части каждого из горизонтов (Там же), свидетельствуют об эрозионных процессах, обусловленных регрессиями морских бассейнов, связанными, вероятно, с оледенениями ледниковой зоны.

Так, наиболее значительный размыв, наблюдаемый между приднестровским и ниструсским горизонтами, может отвечать одному из додонских оледенений в ледниковой зоне. Таким образом, проведенное детальное стратиграфическое расчленение аллювиальных отложений VI террасы Днестра, образующих сложнопостроенную аллювиальную равнину, возможность выделения трансгрессивных и регрессивных фаз чаудинского бассейна, отвечающих межледниковым и ледниковым эпохам, дает основу для восстановления более полной истории геологического развития в нижнем плейстоцене такого крупного региона, как юг и центр Русской равнины.

ABSTRACT

The sediments of the VI (Kolkotovian) Dnestr terrace formed the Early Pleistocene wide alluvial plain. The four layers of the constrative alluvium are distinguished in accordance with the rodent fauna which attributed to the horizons of different ages.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л.П. Отряд Rodentia: Грызуны // Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971. С. 71–90.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1976. 98 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 291).

Александрова Л.П. Новый вид копытного лемминга (Dicrostonyx okaensis sp. nov. Alex.) и его значение для определения возраста отложений окского оледенения лихвинского стратотипического разреза // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982*а*. С. 17–21.

Александрова Л.П. Обоснование стратиграфического расчленения нижнего плейстоцена внеледниковой и ледниковой зон Русской равнины по фауне мелких млекопитающих // Тез. докл. XI Конгр. ИНКВА. М., 1982*б*. Т. 1. С. 7–8.

Давид А.И. Местонахождение и видовой состав тираспольского териокомплекса на территории Молдавии // Проблемы антропогена Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1982. С. 87–108.

Красненков Р.В., Агаджанян А.К. Нижний плейстоцен Среднего Дона // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1975. № 44. С. 69–83.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Холмовой Т.В. Верхний плиоцен и нижний плейстоцен бас. Верхнего Дона // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 63–79.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешкина Е.А., Либерман Ю.Н. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка по данным изучения мелких млекопитающих // ДАН СССР. 1980. Т. 252, № 3. С. 677–680.

Маркова А.К. Раннеплейстоценовая микротериофауна бас. Дона и ее сравнение с мелкими млекопитающими Приднестровья // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 107–139.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 186 с.

Маркова А.К. Новые данные о микротериофауне плейстоценовых отложений юго-запада Русской равнины // Четвертичный период: Палеонтология и археология: К XXVIII МГК (Вашингтон, 1989). Кишинев: Штиинца, 1989. С. 37–44.

Михайлеску К.Д. Стратиграфия и корреляция аллювиальных, лиманных и морских отложений низовьев Дуная // Четвертичный период: Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 81–88.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых–нижнечетвертичных отложений юга СССР // Геология четвертичного периода: Инженерная геология: Гидрогеология аридной зоны. М.: Наука, 1976. С. 101–119.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя европейской части СССР // Четвертичная геология и геоморфология: Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980. С. 65–68.

Плейстоцен Тирасполя. Кишинев: Штиинца, 1971. 187 с.

Путеводитель экскурсий А-7, С-7 XI Конгресса ИНКВА. М.: Наука, 1982. 45 с.

Стратиграфия СССР: Четвертичная система. М.: Недра, 1984. Полутом 2. 380 с.

Хубка А.Н. Новые данные об условиях формирования и фауне моллюсков "тираспольского гравия" // Фаунистические комплексы и флора кайнозоя Причерноморья. Кишинев: Штиинца, 1977. С. 69–77.

Хубка А.Н. Пресноводная фауна моллюсков и стратиграфия аллювиальных плейстоценовых отложений Молдавской ССР // Палеонтолого-стратиграфические исследования мезозоя и кайнозоя междуречья Днестр–Прут. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 75–106.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1966. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 61 1994

УДК 551.79:551.351.2(265.54)

А.А. РЯЗАНЦЕВ

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Шельф северо-западного сектора Японского моря в четвертичном периоде был ареной интенсивной трансгрессивно-регрессивной деятельности, связанной с эвстатическими колебаниями его уровня и дифференцированными тектоническими подвижками отдельных блоков дочетвертичного основания шельфа, происходившими на фоне общего погружения материковой окраины. Это привело к образованию на шельфе отчетливо стратифицированного покрова морских четвертичных отложений. Наиболее детально изучена позднеплейстоцен-голоценовая часть этого покрова, в основу стратиграфического расчленения которой нами был положен литостратиграфический принцип, т.е. принцип выделения естественных осадочных геологических тел (толщ), соответствующих определенным трансгрессивным и регрессивным этапам развития морского седиментационного бассейна. Использовался комплекс литостратиграфических признаков и данные непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП). Результаты палинологических исследований применялись для сопоставления (таблица) выделенных литостратиграфических подразделений (толщ) с климатостратиграфическими подразделениями (горизонтами) унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений прибрежной суши Приморья (Короткий, Караулова, Троицкая, 1980). Фациальные условия осадконакопления и положение уровня моря в период формирования выделенных толщ определялись, исходя из результатов диатомового анализа и изучения фораминифер. Возраст отложений, входящих в состав этих толщ, определялся радиоуглеродным методом по C^{14}.

В результате проведенных исследований в строении разреза позднеплейстоцен-голоценовых отложений прибрежной зоны шельфа рассматриваемого региона (рис. 1) был выделен ряд толщ, сформированных в процессе развития трех трансгрессий Японского моря. Первые две из них являются позднеплейстоценовыми. Последняя охватывает конец позднего плейстоцена и голоцен. Во внешней зоне шельфа выделены две толщи морских отложений, сформированные в периоды низких стояний уровня моря, т.е. регрессий, разделяющих эпохи трансгрессий.

Отложения первой позднеплейстоценовой трансгрессии наиболее детально изучены на шельфе вблизи побережья Хасанского района Приморья, что дает основание именовать указанную трансгрессию Хасанской, а толще осадков, сформированных в процессе развития этой трансгрессии, присвоить наименование хасанской толщи.

Хасанская толща ($Q_{Ш}^{hs}$) залегает с размывом на среднеплейстоценовых морских

© А.А. Рязанцев, 1994

Таблица. Стратиграфическая схема позднеплейстоцен - голоценовых

Система	Звено	Шельф северо-западного сектора Японского моря							
		Стратиграфическая схема (А.А. Рязанцев, 1990)		Тыс. лет	Абсолютные датировки по ^{14}C			Трансгрессии, регрессии
					Возраст, лет	Лабораторный индекс	№№ скважины	
Четвертичная	Современное (голоцен)	Новотихоокеанская толща	Илистая толща	9,1	150±40	КИ-1186	2587	Тихоокеанская трансгрессия
					1000±60	КИ-1781	3404	
					1900±50	КИ-1468	159	
					3300±50	КИ-1459	160	
					4000±60	КИ-1455	145	
					5100±100	КИ-1782	3403	
					6100±80	КИ-1586	2430	
					7500±60	КИ-1564	2420	
					8800±90	КИ-1819	3351	
		Среднетихоокеанская толща		10,2	9200±50	КИ-1628	3769	
					9600±60	КИ-1561	106	
					10000±160	КИ-1627	3113	
					11000±120	КИ-1804	3863	
					11400±130	КИ-1779	3860	
		Древнетихоокеанская толща		11,4	11400±70	КИ-1260	3155	
					11900±150	КИ-1639	3774	
					12600±90	КИ-1262	3155	
					13400±100	КИ-1329	3703	
					14400±90	КИ-1803	3793	
					15050±110	КИ-1346	3858	
		Новопетровская толща	Подтолщи верхняя	16,0	17100±400	КИ-1335	3745	2-я регрессия
					18100±100	КИ-1338	3681	
					20100±900	КИ-1328	3688	
					21900±200	КИ-1427	3768к	
			Подтолщи нижняя	24,0	24700±150	КИ-1337	3854	
					25500±300	КИ-1632	3848	
					27150±300	КИ-1638	3293	
		Новоприморская толща		28,0	29000±250	МГУ-325	1005	Приморская трансгрессия
					29800±400	ГИН-1664	1181	
					31400±800	КИ-1572	2320	
					33200±1144	КИ-1144	1527	
					36800±700	КИ-1573	2342	
		Древнеприморская толща		37,0	37000±300	КИ-2016	1282В	
					38200±200	КИ-2014	1273	
					40000±1500	ГИН-1948	69	
					41400±1000	ГИН-1947	1427	
					42300±500	ГИН-1950	1282	
					44000±1000	ГИН-1944	1241	
	Верхнечетвертичное (поздний плейстоцен)	Древнепетровская толща		50,0	более 53000	КИ-2042	167	1-я регрессия
		Хасанская толща		70,0	более 49000	ГИН-1945	57	Хасанская трансгрессия

отложений шельфа северозападного сектора Японского моря

Побережье Приморья			
Стратиграфическая схема (А.М. Короткий, Л.П. Караулова, 1980) горизонты	подгоризонты	Климат	
Южноприморский	Верхнеголоценовый	Переменный климат (субатлантический период)	
	Среднеголоценовый	Умеренно-холодный климат с колебаниями (суббореальный период)	
		Климатический оптимум (атлантический период)	
	Нижнеголоценовый	Бореальный период	2-ое похолодание
			2-ое потепление
		Пребореальный период	1-ое похолодание
			1-ое потепление
Партизанский		Похолодание (поздний дриас)	
		Потепление (аллерёд)	
		Похолодание (средний дриас)	
		Потепление (бёллинг)	
		Похолодание — 2-я стадия (ранний дриас)	
		Интерстадиал	
		Похолодание — 1-я стадия	
Черноручьинский		Позднее потепление	
		Позднее похолодание	
		Главный оптимум	
		Раннее похолодание	
		Раннее потепление	
Лазовский		Похолодание	
Находкинский		Потепление	

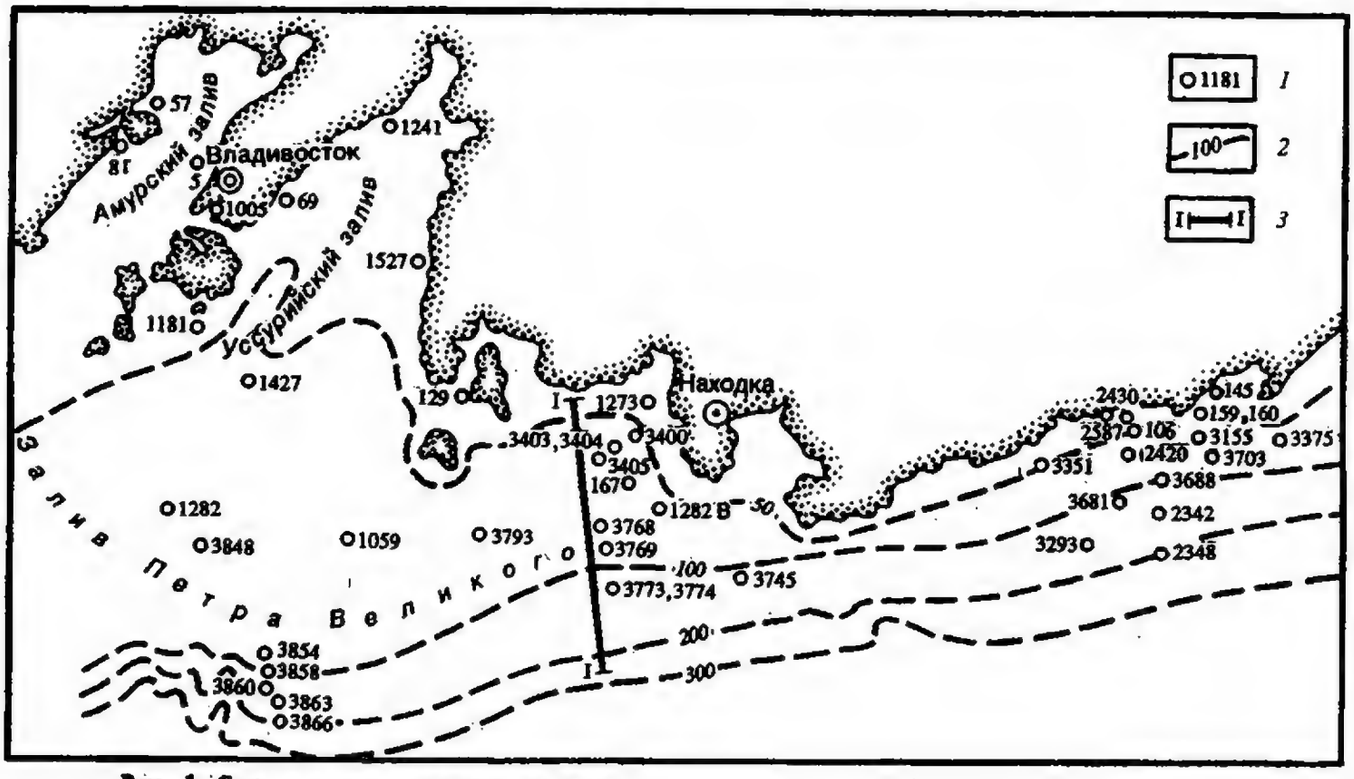


Рис. 1. Схема расположения скважин

1 – скважины и их номера, *2* – изобаты, *3* – линия геологического разреза I–I

образованиях, срезая их на шельфе в интервале гипсометрических отметок –(45–50)м (рис. 2). В прибрежной зоне шельфа отложения этой толщи залегают непосредственно на абрадированной поверхности пород коренного основания и сами срезаются толщами, сформированными во время последующих трансгрессий. Мощность хасанской толщи по данным бурения и НСП колеблется от 1–3 м до 10–12 м (редко до 20 м и более). Наиболее полный разрез хасанской толщи представлен в скв. 8г, пробуренной в западной части Амурского залива (см. рис. 1). Общая мощность толщи в этом разрезе 21,2 м. Здесь же, несколько севернее скв. 8г, скв. 57, пробуренной у самого берега при глубине моря 3 м, на глубине 27,5 м от поверхности морского дна была вскрыта 5-метровая пачка плотных серых глин, относимых к хасанской толще. В средней части пачки этих глин был выделен полуметровый прослой очень плотного бурого торфа, по которому была получена датировка более 49 тыс. лет (ГИН-1945), которая хотя и является не конечной и запредельной для радиоуглеродного метода, но тем не менее подтверждает достаточно древний возраст хасанской толщи и позволяет отнести время ее формирования к началу позднего плейстоцена, что соответствует и полученным по разрезу скв. 8г результатам палинологических, диатомовых и микрофаунистических исследований.

Обилие пыльцы широколиственных термофилов, а также характерные для открытого теплого моря комплексы диатомовой флоры и микрофауны свидетельствуют о том, что формирование отложений хасанской толщи происходило в условиях мощной трансгрессии Японского моря, сопряженной с климатическим оптимумом позднего плейстоценового межледниковья и позволяет сопоставить эту толщу с находкинским горизонтом унифицированной стратиграфической схемы Приморья (см. таблицу). Сопоставление хасанской толщи с подразделениями стратиграфических схем Японии, Северной Америки и Западной Сибири показывает, что хасанская трансгрессия может быть сопоставлена с трансгрессией симосуэёси, известной на Японских островах, пелукской трансгрессией, установленной на Аляске, и казанцевской трансгрессией, выделяемой в Западной Сибири. Таким образом, хасанская толща может быть сопоставлена с отложениями, относимыми к находкинскому горизонту на побережье Пр

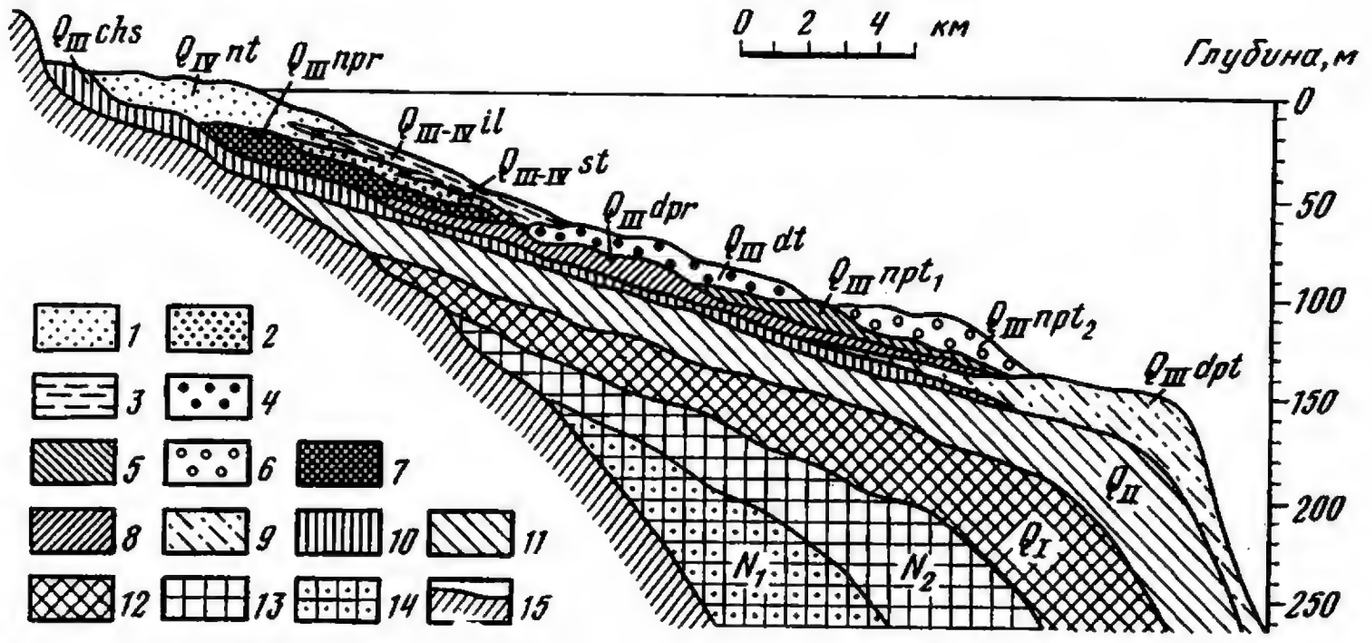


Рис. 2. Геологический разрез по линии I–I

1 – новотихоокеанская толща ($Q_{IV}nt$); *2* – среднетихоокеанская толща ($Q_{III-IV}st$); *3* – илистая толща ($Q_{III-IV}il$); *4* – древнетихоокеанская толща ($Q_{III}dt$); *5–6* – новопетровская толща: *5* – нижняя подтолща ($Q_{III}npt_1$); *6* – верхняя подтолща ($Q_{III}npt_2$); *7* – новоприморская толща ($Q_{III}npr$); *8* – древнеприморская толща ($Q_{III}dpr$); *9* – древнепетровская толща ($Q_{III}dpt$); *10* – хасанская толща ($Q_{III}chs$); *11* – среднечетвертичные отложения (Q_{II}); *12* – нижнечетвертичные отложения (Q_I); *13* – плиоценовые отложения (N_2); *14* – миоценовые отложения (N_1); *15* – породы коренного основания шельфа

морья, к казанцевскому горизонту – в Западной Сибири, к формации симосуэёси – в Японии, к сангамону – в Северной Америке.

Последовавшая за хасанской трансгрессией регрессия привела к осушению большей части шельфа. Уровень Японского моря понизился до отметок минус 125–130 м, и морские условия осадконакопления сохранились лишь во внешней зоне шельфа, где в течение всего периода низкого стояния уровня моря шло формирование толщи прибрежно-морских осадков. Наиболее детально эта толща изучена в заливе Петра Великого и выделяется под названием древнепетровской толщи (в отличие от новопетровской толщи, сформированной в период второй позднеплейстоценовой регресии).

Древнепетровская толща ($Q_{III}dpt$) по данным НСП и донного пробоотбора составляет основную часть позднеплейстоценового разреза внешней зоны шельфа и верхней части материкового склона (см. рис. 2). Вещественный состав и строение разреза этой толщи изучены при пробоотборе с борта судна в полосе изобат 110–140 метров. Разрез толщи представлен чередованием галечников, гравийников и разнозернистых песков с примесью гальки, гравия и ракушечного детрита. Мощность отдельных слоев составляет 1,5–2,0 м и более. Между ними наблюдаются как постепенные переходы, так и резкие контакты. В разрезе этих типично волноприбойных грубозернистых осадков выделяются многочисленные линзы лагунных отложений, представленных алевритами и глинами с примесью растительных остатков и морской фауны хорошей сохранности. Аналогичные разрезы древнепетровской толщи, характеризующиеся чередованием типично морских осадков с лагунными и лагунно-болотными, вскрыты и некоторыми скважинами, пробуренными с плавучих буровых установок (ПБУ). Наиболее интересным из них является разрез, вскрытый скв. 167 в восточной части залива Петра Великого (см. рис. 1). Глубина моря в точке бурения этой скважины составляет 52 м. Скважина имеет общую глубину 14 м и в интервале 10–14 м от поверхности морского дна вскрыла разрез осадков начальной стадии рассматриваемой регрессии.

Этот разрез очень наглядно иллюстрирует развитие регрессии моря. Типичные

морские условия, в которых накапливались нижние пески, сменяются вначале лагунными, а затем лагунно-болотными, что и явилось причиной образования торфа, венчающего этот разрез. Торф имеет абсолютную датировку более 53 тыс. лет (КИ-2042). Эта датировка является не конечной и запредельной, но она позволяет отнести время образования морских отложений, сформированных в ходе развития первой позднеплейстоценовой регрессии, к первой половине позднего плейстоцена и сопоставить их с континентальными осадками, накопленными на побережье Приморья и в прибрежной зоне шельфа (в ныне затопленных морем продолжениях речных долин на шельфе) во время лазовского похолодания (см. таблицу), что находится в полном соответствии с результатами палинологических исследований и данными диатомового и микрофаунистического анализов, свидетельствующих о том, что формирование отложений древнепетровской толщи происходило в прибрежно-морской обстановке при низком положении уровня моря и в суровых климатических условиях.

Вторая позднеплейстоценовая трансгрессия имела несколько меньший размах, чем первая. Уровень моря в максимальную фазу ее развития не превышал отметок минус 10–12 м. Отложения этой трансгрессии установлены во многих точках шельфа вблизи берегов Приморья, что дает основание выделить эту трансгрессию под названием приморской. В ходе развития приморской трансгрессии отчетливо выделяются две стадии, разделенные кратковременной регрессией. Обе эти стадии отмечены развитием своих самостоятельных толщ морских осадков, т.е. полный разрез отложений приморской трансгрессии представлен двумя толщами, разделенными поверхностью размыва. Нижняя из этих толщ выделяется под названием древнеприморской, верхняя – новоприморской (см. таблицу).

Древнеприморская толща ($Q_{III}dpr$) представлена отложениями 1-й стадии приморской трансгрессии, сформированными при подъеме уровня моря от отметок минус 125–130 м до минус 50 м и последовавшем кратковременном понижении до минус 75–80 м. Отложения древнеприморской толщи развиты в средней и внешней зонах шельфа, где мощность их, по данным НСП, достигает 10–15 м, составляя в среднем 6–8 м. Залегают они на размытой поверхности хасанской толщи, а перекрываются (также с размывом) отложениями новоприморской толщи, либо отложениями последней трансгрессии. Основу строения толщи составляют прибрежноморские осадки, представленные разнозернистыми песками с примесью гравия и ракушечного детрита. В верхней части разреза выделяются линзы лагунных и лагунно-болотных осадков, представленных тонкозернистыми глинистыми песками, алевритами и глинами с прослоями и линзами торфа в верхней части. Наиболее хорошо изучены разрезы древнеприморской толщи по скв. 2348, 1427, 1282, 1282В (см. рис. 1). По этим же скважинам получены датировки отложений средней и верхней частей разреза толщи.

Скв. 2348, пробуренная на траверзе бух. Киевка у изобаты минус 138 м, вскрыла отложения средней части рассматриваемой толщи, представленные песками с примесью гравия и сильно разложившихся обломков раковин морских моллюсков. По обломкам раковин, извлеченных из осадка в интервале 1,4–2,9 м от поверхности морского дна, получена не конечная датировка более 42300 лет (КИ-1590).

Скв. 1427 (глубина моря 53 м) под маломощным слоем отложений последней трансгрессии вскрыла лагунно-болотные отложения верхней части древнеприморской толщи с 0,2-метровым прослоем бурого торфа в кровле. Абсолютный возраст торфа составил 41 400±1000 лет (ГИН-1947). Скв. 1282 вскрыла аналогичный разрез с 0,4-метровым прослоем торфа, по которому получена дата 42 300±500 лет (ГИН-1950). Скв. 1282В также вскрыла аналогичный разрез с 0,6-метровым прослоем торфа в кровле рассматриваемой толщи, по которому были получены три датировки (сверху–вниз): 37 000 ± 300 лет (КИ-2016), 41 500 ± 500 лет (КИ-2017) и 41 200 ± 450 лет (КИ-2018).

Результаты палинологических, диатомовых и микрофауничестических исследований показывают, что формирование нижней и средней частей разреза рассматривае-

мой толщи происходило при подъеме уровня моря, в сравнительно теплых климатических условиях, близких к современным. Верхняя же часть толщи накапливалась при резком понижении уровня моря, сопряженным со значительным ухудшением климатических условий. Все это позволяет сопоставить древнеприморскую толщу с нижней частью черноручьинского горизонта Приморья (см. таблицу) и соответствующими частями аналогичных подразделений схем смежных регионов.

Новоприморская толща ($Q_{III}npr$) была сформирована в процессе развития 2-ой стадии приморской трансгрессии при подъеме уровня моря до отметок минус 10–15 м и последовавшем затем его понижении до отметок минус 80–85 м. Одним из наиболее детально изученных является разрез новоприморской толщи, вскрытый скв. 1005 в бухте Золотой Рог. Здесь под 13-метровой толщей отложений последней трансгрессии вскрыто: торф темно-коричневый, плотный (0,7 м), глины серые, плотные, с многочисленными прослоями торфянистых алевритов в верхней части слоя и полуметровым прослоем ракушняка в его основании (5,8 м); общая мощность 6,5 м. Залегает она с размывом на среднеплейстоценовых аллювиально-пролювиальных галечниках. Абсолютный возраст торфа из кровли этого разреза составляет 29 000±250 лет (МГУ-325). Эта датировка является наиболее молодой из всех, имеющихся для данной толщи. Всего же их в настоящее время 12, и наиболее древняя из них 36 800±700 лет (КИ-1573) получена по скв. 2342 (см. рис. 1) для нижней части разреза.

Новопетровская толща ($Q_{III}npt$) была сформирована во время второй позднеплейстоценовой регрессии. Нижняя часть разреза этой толщи формировалась в условиях ярко выраженного позднекаргинского потепления, а верхняя – в условиях похолодания. В связи с этим литологический состав отложений и характер разрезов нижней и верхней частей рассматриваемой толщи значительно различаются между собой, что позволяет разделить ее на две подтолщи – верхнюю и нижнюю.

Нижненовопетровская подтолща ($Q_{III}npt_1$) представлена, в основном, различными песками с многочисленными линзами лагунных глин и алевритов. Одна из таких линз вскрыта скв. 3854 в центральной части залива Петра Великого. Из этого разреза по древесине были получены 3 датировки, которые распределяются следующим образом: интервал 2,2–2,4 м – 24 700±150 лет (КИ-1337); интервал 2,4–2,6 м – 24 800±±230 лет (КИ-1342); интервал 2,6–2,8 м – 25 900±300 лет (КИ-1343). Наиболее древняя датировка отложений рассматриваемой подтолщи 27 150±300 лет (КИ-1638) была получена по обломкам раковин морских моллюсков (пелеципод), извлеченных из песков, вскрытых скв. 3293 северо-восточнее мыса Поворотного (см. рис. 1).

Верхненовопетровская подтолща ($Q_{III}npt_2$) формировалась при наиболее низком положении уровня моря (минус 100–115 м) в суровых климатических условиях главной стадии сартанского похолодания, когда резко усилились процессы физического выветривания на суше и резко возрос вынос грубообломочного материала на шельф, что характерно для заключительного этапа 2-й позднеплейстоценовой регрессии. Поэтому разрез рассматриваемой подтолщи сложен, в основном, гравийно-галечными отложениями и грубозернистыми песками, слагающими отчетливо выделяющееся аккумулятивное тело грубозернистых морских осадков, протягивающееся вдоль 100-метровой изобаты. Мощность этих отложений, по данным НСП, составляет 10–12 м а возраст охарактеризован 8-ю датировками, крайние значения которых составляют: по скв. 3745 – 17 100±400 лет (КИ-1335) и по скв. 1059 – 21 900±500 лет (ГИН-1665).

Последняя трансгрессия Японского моря началась около 16 тыс. л.н., т.е. наиболее молодая датировка отложений новопетровской толщи составляет по скв. 5745 – 17,100 ± 400 лет (КИ-1335), а наиболее древняя из имеющихся датировок отложений последней трансгрессии составляет по скв. 3868 15 050±110 лет (КИ-1346). Эта трансгрессия проявилась во всех дальневосточных окраинных морях, относящихся к тихоокеанскому бассейну, поэтому рассматриваемая трансгрессия может быть названа

тихоокеанской. Это же название предлагается и в целом для всей толщи морских осадков, сформированных в процессе развития этой трансгрессии.

Тихоокеанская трансгрессия на шельфе северо-западного сектора Японского моря развивалась неравномерно, прерывисто, что явилось причиной образования на открытых участках шельфа нескольких промежуточных береговых линий с примыкающими к ним толщами прибрежно-морских осадков. Таких толщ в строении разреза выделяется три: древнетихоокеанская, среднетихоокеанская и новотихоокеанская.

Древнетихоокеанская толща ($Q_{III}dt$) широко развита в средней и внешней зонах шельфа и представлена различными морскими песками с редкими линзами лагунных глин и алевритов. Мощность ее не превышает 5–6 м, в среднем составляя 2–3 м. Формирование ее происходило в период от 16 до 11,4 тыс. л.н. (см. таблицу) при подъеме уровня моря от отметок минус 100 м до минус 60 м. Нижняя часть рассматриваемой толщи была сформирована на протяжении сартанского интерстадиала и раннего дриаса, а верхняя – в течение бёллинга и среднего дриаса.

Среднетихоокеанская толща ($Q_{III–IV}st$) была сформирована на второй стадии развития тихоокеанской трансгрессии при подъеме уровня моря от минус 60 м до минус 40–45 м. Она представлена грубозернистыми песчано-гравийно-галечными морскими отложениями мощностью до 6–8 м, протягивающимися вдоль 50-метровой изобаты в виде реликтовых береговых валов и других форм, сложенных прибрежно-морскими осадками. В основании толщи выделяются многочисленные линзы лагунных глин и мелкозернистых глинистых песков с тонкостенными раковинами пелеципод. По данным спорово-пыльцевого анализа отложения нижней части среднетихоокеанской толщи относятся к аллерёду, средняя часть толщи – к позднему дриасу, а верхняя часть – к пребореалу. Т.е. эта толща объединяет в своем составе осадки конца позднего плейстоцена и начала голоцена, что подтверждается 17-ю датировками, полученными по обломкам раковин морских моллюсков из всех частей разреза толщи. Крайние значения этих датировок составляют 9200±150 лет (КИ-1628) по скв. 3769 и 11 400 ± 130 лет (КИ-1779) по скв. 3860.

Новотихоокеанская толща ($Q_{IV}nt$) представлена отложениями низкой морской террасы, современного пляжа и подводной аккумулятивной террасы, примыкающей к современной береговой линии. Отложения этой толщи были сформированы на заключительном этапе последней трансгрессии при подъеме уровня моря от отметок минус 40–45 м до современного его положения. Эти отложения представлены различными песками с примесью гравия, гальки и ракушечного детрита мощностью до 6–8 м (в среднем 3–4 м). Местами они включают маломощные (1,5–2,0 м) линзы лагунных глин и глинистых песков. Они протягиваются широкой полосой вдоль всего современного побережья, опускаясь по подводному склону до изобат 50–60 м, редко глубже. По данным палинологических исследований новотихоокеанская толща включает прибрежно-морские осадки, накопившиеся на шельфе на протяжении почти всего голоцена (от бореала до субатлантика включительно), что подтверждается значительным количеством (46) датировок, полученных по створкам пелеципод из различных частей разреза этой толщи. Крайние значения этих датировок составляют 8800± ±110 лет (КИ-1818) по скв. 3400 и 150±40 лет (КИ-1186) по скв. 2587. Это позволяет сопоставить новотихоокеанскую толщу с голоценовыми разрезами смежных регионов, исключая их наиболее древнюю пребореальную часть.

Охарактеризованные выше три толщи последней трансгрессии развиты на открытых участках шельфа Японского моря. Они сложены, в основном, различными песками с примесью грубого псефитового материала и четко фиксируют три стадии в развитии трансгрессии.

В то же время на закрытых участках шельфа (в заливах и бухтах) на протяжении всей трансгрессии шло непрерывное накопление тонкозернистых илистых осадков,

которые по литологическим критериям выделяются в самостоятельную (илистую) толщу.

Илистая толща ($Q_{III-IV}il$) пользуется очень широким распространением в прибрежной зоне шельфа. Ее осадки, представленные глинисто-алевритовыми илами с редкими прослоями мелкозернистых илистых песков, заполняют впадины всех современных заливов и бухт. Мощность ее в крупных заливах и бухтах достигает 20 м и более, а в мелких ограничивается первыми метрами. Один из наиболее полных разрезов илистой толщи вскрыт в Амурском заливе скв. 5. Общая мощность 19,0 м.

Возрастной диапазон осадков илистой толщи, по данным палинологических исследований и определений абсолютного возраста, в крупных заливах охватывает конец позднего плейстоцена и весь голоцен, от позднего дриаса до субатлантика включительно. В мелких же бухтах, куда море проникло лишь в среднем голоцене, нижняя часть разреза илистой толщи отсутствует. По обломкам раковин пелеципод, извлеченных из различных частей разреза илистой толщи, получена 31 датировка. Крайние значения этих датировок составляют 10 500 ± 120 лет (КИ-1476) по скв. 3375 и 600 ± 40 лет (КИ-1780) по скв. 129. Таким образом, формирование отложений илистой толщи началось в конце позднего плейстоцена в связи с ингрессией моря в прибрежные долины и продолжалось на протяжении всего голоцена.

В заключение необходимо отметить, что изложенная в статье схема стратиграфического расчленения позднеплейстоцен-голоценовых отложений шельфа северо-западного сектора Японского моря базируется на обширном фактическом материале, полученном автором при проведении геологической съемки шельфа указанного региона, и является попыткой разработки стратиграфической схемы для шельфа на основе анализа трансгрессивно-регрессивной деятельности моря. Автор считает такой подход наиболее рациональным и надеется, что предполагаемая схема окажется полезной для исследователей, занимающихся изучением вопросов стратиграфии четвертичных отложений шельфовых зон дальневосточных морей.

ABSTRACT

Scheme of stratigraphic division of Late Pleistocene-Holocene sediments of the North-Western sector of the sea of Japan based on a large amount of field data receieved by the author during geological survey of the self is presented. Geochronological grocends of the scheme and its comparison with the schemes of neighbouriny territories are given.

ЛИТЕРАТУРА

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Новосибирск: Наука, 1980. 130 с.

Марков Ю.Д. Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток, 1983. 123 с.

Мечетин А.В., Рязанцев А.А. О галечниках внешней зоны шельфа Южного Приморья // Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1978. С. 58–61.

Мечетин А.В., Рязанцев А.А. О позднечетвертичной морской трансгрессии в юго-восточном Приморье // Геология и геоморфология шельфа окраинных морей. Владивосток, 1979. С. 140–146.

Рязанцев А.А., Мечетин А.В., Хершберг Л.Б., Караулова Л.П. Стратиграфия четвертичных отложений шельфа северо-западного сектора Японского моря // XI Конгр. ИНКВА: Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 250–251.

Шахгельдян И.Г., Берсенев И.И., Рынков В.С. Четвертичные отложения прибрежной части шельфа Японского моря // Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975. С. 105–109.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 61 1994

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 551.82.791+562.258+550.384 (4.15)

Л.А. ГОЛОВИНА

ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ НАННОПЛАНКТОН СИРИИ

В трех разрезах морских отложений на побережье Сирии (Хеннади, Аль-Кутрия, Джендерия) обнаружен богатый и разнообразный наннопланктон (сборы Е.В. Девяткина и А.Е. Додонова).

Биостратиграфическое изучение ассоциаций наннофлоры позволило уточнить предполагаемый возраст местонахождений и выделить ряд биостратиграфических подразделений по наннопланктону.

В разрезе Хеннади наннофоссилии присутствуют лишь в одном образце, однако ассоциация разнообразна и хорошей сохранности. Здесь встречены Pseudoemiliania lacunosa, Helicospaera carteri, Calcidiscus leptoporus, Rhabdosphaera clavigera, Syracosphaera sp., и Gephyrocapsa spp. (мелкие формы) – составляющие бóльшую часть комплекса.

Обилие мелких гефирокапс в ассоциации наннопланктона является одним из датировочных событий для плейстоцена и отмечается практически всеми исследователями как в океанических, так и в средиземноморских разрезах. Уменьшение числа мелких Géphyrocapsa фиксируется в океанах в верхней части эпизода Харамильо (Rio, 1982), непосредственно перед началом "ледникового плейстоцена" (Колалонго и др., 1984). Одним из критериев определения "зоны мелких Gephyrocapsa", впервые выделенной С. Гартнером (Gartner, 1977), является практически полное отсутствие экземпляров Gephyrocapsa нормального размера. Однако, в разрезе Хеннади уже встречаются единичные Gephyrocapsa oceanica и G. caribbeanica, что позволяет сделать предположение о соответствии комплекса наннопланктона либо самой верхней части зоны "мелких Gephyrocapsa", либо уже нижней части вышележащей зоны Pseudoemiliania lacunosa по шкале Гартнера. Согласно зональной схеме И. Раффи и Д. Рио (Raffi, Rio, 1979), разработанной по материалам скв. 132 (13-й рейс Проекта глубоководного бурения, Тирренское море), этот интервал соответствует подзоне Syracosphaera pulchra зоны Gephyrocapsa oceanica. Комплекс наннопланктона этой зоны, по мнению авторов, характеризуется повторным появлением Gephyrocaps oceanica и G. caribbeanica после доминирования мелких гефирокапс. Вполне вероятно, что уровень с наннопланктоном в разрезе Хеннади соответствует именно переходным отложениям двух зон. Кровля зоны "мелких Gephyrocapsa" датируется 0,92 млн лет.

В разрезах Аль-Кутрия и Джендерия наннопланктон присутствует во всех изученных образцах. Отложения, вскрытые в разрезе Аль-Кутрия, характеризуются довольно высоким содержанием терригенной примеси и худшей сохранностью наннопланктона, в то время как в разрезе Джендерия вскрываются более глубоководные

© Л.А. Головина, 1994

осадки и комплекс наннофлоры значительно богаче и разнообразнее. Здесь встречены Calcidiscus macintyrei, Calcidiscus leptoporus, Helicosphaera sellii, H. carteri, Ceratolithus cristatus, Gephyrocapsa oceanica s.l., Gephyrocapsa caribbeanica, мелкие Gephyrocapsa sp., Rhabdosphaera clavigera, Syracosphaera histrica и S. pulchra, Syracosphaera sp., Scyphosphaera sp. и редко, но не единично Discoaster brouweri. Причем присутствие Discoaster brouweri отмечается только в средней части толщи.

Совместное присутствие Calcidiscus macintyrei и Discoaster brouweri дает основание соотнести данный комплекс нанноланктона с самой верхней частью верхнего плиоцена, зоной Discoaster brouweri шкалы Гартнера или подзоной D. brouweri зоны Coccolithus pelagicus по схеме Раффи и Рио. Верхняя граница зоны проводится по исчезновению индекс-вида D. brouweri, события, маркирующего границу плаоцен-плейстоцена в океанах. Однако в разрезе Джендерия нельзя считать, что здесь фиксируется это событие. Угасание D. brouweri сопровождается присутствием многочисленных экземпляров трехлучевой формы D. Brouweri; в изученных образцах нами не встречено ни одного экземпляра. Отсутствие D. brouweri в самой нижней и в самой верхней частях толщи может объясняться экологическими причинами. Дискоастеры весьма чувствительны к колебаниям солености, температуры и прозрачности воды. Именно этими причинами обусловлено их своеобразное "пятнистое" распространение в Средиземном море, затрудняющее использование появления и угасания индекс-видов для определения датировочных уровней и зональных границ. Очевидно, что в разрезе Джендерия вскрыты отложения самой верхней части верхнего плиоцена, однако пограничные отложения плиоцен–плейстоцена отсутствуют.

Разрез Аль-Кутрия надстраивает разрез Джендерия; хотя комплекс нанноланктона менее разнообразен и худшей сохранности, однако здесь выделен весьма представительный состав ассоциации, основную часть которой составляют Syracosphaera histrica, S. pulchra, Rhabdosphaera clavigera, Helicosphaera carteri, Gephyrocapsa sp. Отсутствие цератолитов и сцифосфер свидетельствует о более мелководных условиях осадконакопления, чем в разрезе Джендерия.

Редкие C. macintyrei в нижней части разреза и постоянное присутствие Gephyrocapsa oceanica позволяет считать, что здесь вскрыты осадки зоны Calcidiscus macintyrei по шкале Гартнера, самой нижней зоны нижнего плейстоцена. По схеме Раффи и Рио этот интервал соответствует подзоне C. macintyrei зоны Pseudoemiliania lacunosa, границы которой определяются как первое появление G. oceanica – исчезновение C. macintyrei. Выше по разрезу, после долгих и тщательных поисков найдено несколько экземпляров Helicosphaera sellii – индекс-вида зоны H. sellii шкалы Гартнера. Таким образом, в разрезе Аль-Кутрия выделяются две зоны нижнего плейстоцена – зона Calcidiscus macintyrei и зона Helicosphaera sellii шкалы Гартнера.

В дальнейшем представляется весьма важным сопоставление полученных результатов по нанноланктону с данными палинологического и фораминиферового анализа, а также с результатами палеомагнитных исследований, проводящихся на разрезе Джендерия.

ABSTRACT

The marine sediments from the coastal area of Syria contains abundant and diverse calcareous nannofossils. Nineteen samples were examined for calcareous nannofossils from three localities. Biostratigraphical investigations of marine deposits allows to identify nannofossils zones that could be correlated with Pleistocene zonation by Gartner (Gartner, 1977) and zonation by Raffi and Rio (Raffi, Rio, 1979).

ЛИТЕРАТУРА

Колалонго М.Л., Пасини Д., Раффи И. и др. Биохронология морского плиоцена и нижнего плейстоцена Италии // Четвертичная геология и геоморфология. М., 1994. С. 59–57. (XXVII Междунар. геол. конгр.; Т. 3).

Gartner S. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Mar. Micropaleontol. 1977. Vol. 2, N 1. P. 1–25.

Raffi I., Rio D. Calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP site 132 Leg 13 (Tyrrhenian sea, Western Mediterranean) // Riv. ital. paleontol. 1979. Vol. 85, N 1. P. 127–172

УДК 911.2:930.26:572.312

Г.И. ЗАЙЦЕВА

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЧЕЛОВЕКА И ПРИРОДЫ НА МАТЕРИАЛАХ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ

В последнее время из-за участившихся, пока еще локальных, экологических катастроф проблема взаимодействия человека и природы становится одной из актуальных и находится в центре внимания исследователей различных областей знаний. История природы и история человечества взаимосвязаны и связи эти усложняются по мере усложнения материального производства. Для более ясного понимания взаимосвязи "человек–природа" необходим анализ и классификация этапов воздействия человека на природу, а также качественная и количественная оценка характера этих воздействий. Археологические памятники несут исключительно ценную информацию при такого рода иследованиях, особенно, когда наряду с данными археологии применяются методы естественно-научных дисциплин. Интеграция междисциплинарных исследований позволяет установить хронологические периоды существования культур, природные условия, на фоне которых они существовали, а также проследить закономерности прогресса технической вооруженности человека от палеолита до современности. В настоящее время происходит накопление фактического материала, который еще не обобщен в объединяющую научную концепцию. Поэтому необходим поиск новых путей и взглядов, что в конечном итоге может способствовать решению сложных экологических проблем.

В настоящем сообщении рассмотрены уже известные данные исследования археологических памятников с акцентом в сторону экологических проблем. Для примера возьмем памятники центра и северо-запада Русской равнины, допуская, что выявленные закономерности могут быть характерны и для других регионов. Многочисленные исследования дают бесспорные доказательства как прямого, так и косвенного влияния природных изменений, например, озерных и морских трансгрессий и регрессий, на судьбы первобытных сообществ (Крайнов, Хотинский, 1977; Лозе, Долуханов, 1989; 1990). Реконструирован природный ландшафт и климатические условия, при которых существовали археологические культуры, с помощью радиоуглеродного метода определены хронологические границы культур разных регионов. В обобщающем виде это нашло отражение в работах П.М. Долуханова (1988, 1990).

Следует отметить, что в оценке роли природной среды в процессе исторического развития пока нет единой точки зрения, по-разному оценивается вклад структур в системе "природная биомасса–хозяйственная деятельность". Не вдаваясь в детали этих оценок, коснемся общих положений. Содержание исследований экологических

© Г.И. Зайцева, 1994

систем включает следующие этапы (Исаченко, 1990): 1) изучение оценки экологического потенциала геосистем; 2) изучение хозяйственного антропогенного, техногенного воздействия на геосистему; 3) выявление реакции населения на состояние естественной среды и на ее техногенные изменения; 4) устойчивость системы к техногенным воздействиям; 5) прогноз экологических ситуаций на перспективу. Из предложенной схемы можно заключить, что роли техногенного фактора в исследованиях археологических культур уделялось незначительное внимание. Далее на рис. 1 приводится разработанная в основном П.М. Долухановым (1990) таблица для археологических культур Русской равнины, дополненная данными по хозяйственной деятельности человека и его энерговооруженности (с особым вниманием на последнюю). Общеизвестно, что в современном обществе роль техногенного фактора велика и разнообразна. Чтобы оценить эту роль в древности, необходимо иметь критерии, как качественные, так и количественные. Качественный фактор нашел свое выражение в известной исторической классификации, так называемой "системе трех веков": камень, бронза, железо, – основанной на типе материала, из которого изготовлялись орудия. Предложенная еще в прошлом веке К.Ю. Томсеном, она не потеряла своего значения и широко используется в наши дни (Захарук, 1988). Археологическая классификация более дробная, в общем сохраняет принятую тенденцию и включает: неолит – эпоху керамики и энеолит – эпоху меди. Однако материал является производной величиной, зависящей от техновооруженности человека, которой он обладал на той или иной стадии развития. Для выражения фактора техновооруженности в количественной форме в качестве критерия можно взять величину "технологической" температуры, которой овладевал человек в своей деятельности на определенном этапе. Эти данные можно извлечь из исследования древних материалов и технологий.

С того момента, как с помощью камня человек добыл огонь, история человечества заключается в освоении им энергии. Можно предположить, что на протяжении каменного века до эпохи неолита температура, которую использовал человек, не превышала 200–300°, т.е. она была такой, которую можно получить простым сжиганием растительного топлива. Производя огонь сначала на открытых площадках, человек постепенно подходил к образованию очагов, в которых энергия могла локализоваться, концентрироваться и тем самым повышаться. Очаговые конструкции встречаются в палеолите и мезолите, когда очаги были в земляных углублениях или в каменных обкладках. При таких температурах возможно было приготовить пищу, обогреваться и выжигать пространства для хозяйственной деятельности. Этими температурами человек владел на протяжении по крайней мере 50 тыс. лет. К сожалению, пока нет возможности проследить историю конструкции очагов, совершенствование которых привело к тому, что человек перешагнул рубеж 300° и это дало возможность в дальнейшем получить новый материал – керамику. Вероятно, первые керамические материалы были получены в очагах, выложенных из глины или углубленных в глинистых почвах. Глиняные обмазки встречаются в палеолитических памятниках в различных регионах.

Керамика раннего неолита первоначально еще не подвергалась обжигу, а только высушивалась, как, например, керамика сертейской культуры из памятника Рудня Сертейская Смоленской обл. (Микляев, Долуханов, 1986). Исследованиям температур сушки и обжига керамики посвящено в последнее время значительное число работ (Тупикина, 1986; Pike, 1976; Johnson, Clark, Antonio, 1988), благодаря чему стало известно, что обжиг может происходить при температурах 400–900°. Температура 900° характерна для керамики развитого неолита. Она достигалась в гончарных печах, иногда двухкамерных с дымоходами. Совершенствование конструкции печей и применение обогащенного топлива – древесного угля, сделало возможным достичь температур порядка 1000°, а, следовательно, и получить предметы из меди и бронзы (температура плавления меди 1083°, а меди с 13% олова – 980°).

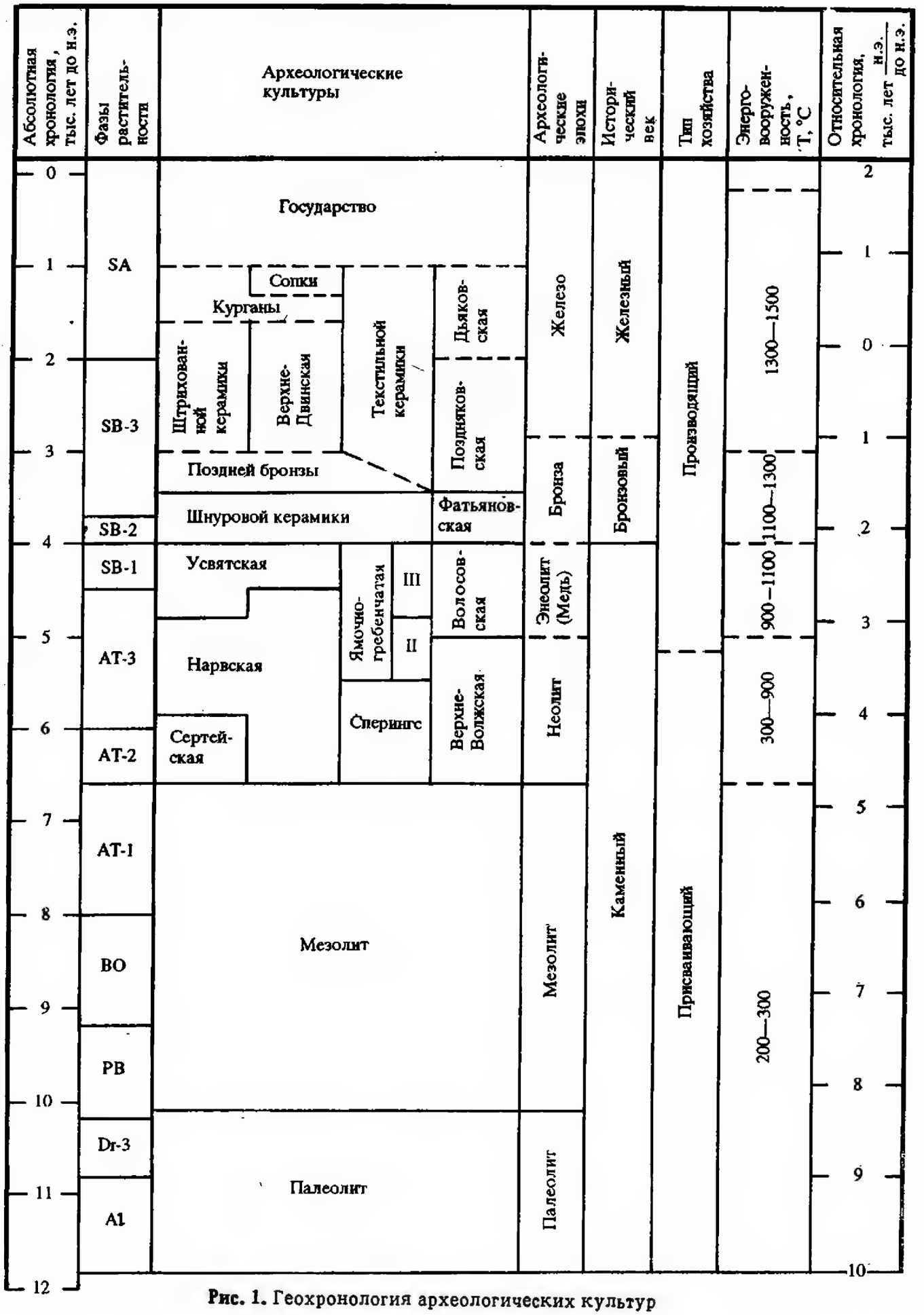


Рис. 1. Геохронология археологических культур

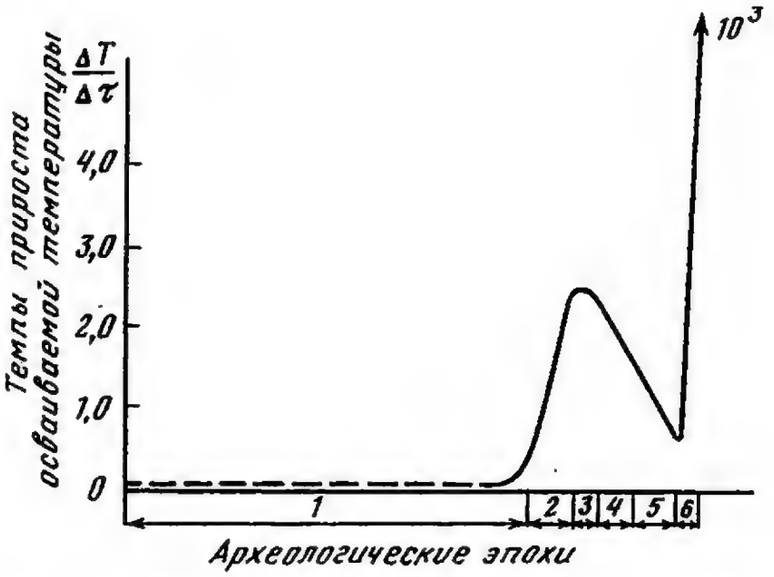


Рис. 2. Темпы прироста технологической температуры в различные археологические эпохи

1 – палеолит и мезолит, *2* – неолит, *3* – энеолит, *4* – бронза, *5* – железо до эпохи средневековья, *6* – новое время

Дальнейший прогресс в достижении высоких температур стал возможен благодаря улучшению калорийности топлива и совершенствованию конструкции печей, когда для поднятия температур в них нагнетался воздух. В таких печах уже достигалась температура 1300° и имелась возможность получить предметы из железа. Известно, что первые железные изделия были получены сыродутным способом (Граков, 1977).

Более высокие температуры – 1500° не были достигнуты в древности, так как для них требовалось калорийное топливо – каменный уголь. Такая возможность появилась лишь в средневековье.

Приведенные выше рассуждения позволяют сделать заключение, что технологические температуры, которые осваивал человек в процессе материального производства, могут служить условным критерием его энерговооруженности. Таким образом, имея два количественных показателя – температуру и время, можно определить темп прироста температур в определенную археологическую эпоху как соотношение разности температур в начале и конце археологической эпохи к промежутку времени, в течение которого существовала данная эпоха – $\Delta T/\Delta \tau$. В одной из граф табл. 1 указаны температурные пределы, возможные дя соответствующей эпохи (рис. 1).

На рис. 2 графически представлен темп прироста температур для различных археологических эпох. На первый взгляд необычный характер кривой вполне может быть объяснен следующим образом. В течение палеолита и мезолита темп прироста имел величину порядка $8 \cdot 10^{-3}$. На рисунке это показано пунктиром, поскольку точное значение технологических температур в палеолите не определено. Начиная с раннего неолита и до конца развитого неолита показатель возрастает до 2,5; т.е. увеличивается более, чем в 300 раз. Таким образом, термин "неолитическая революция", широко применяемый в литературе, не случаен. Такой же темп сохранялся и в энеолите. В эпохи бронзы и железа происходит спад темпов. Это вполне объяснимо тем, что при использовании традиционного древесного топлива, только совершенствованием конструкции печей увеличение температуры на несколько десятков градусов происходило с трудом. Это, конечно, не означает, что в целом технический прогресс замедлился. Достигнутые температуры позволяли получать новые материалы, такие как стекло, к тому же совершенствовались старые и появлялись новые технические приемы, например, ковка. Перешагнуть рубеж 1500° стало возможным лишь в средневековье, с использованием каменного угля в качестве топлива, что привело к получению чугуна, стали и других материалов. Уже в новое время помимо тепловой, стали использоваться другие источники энергии – химическая, электрическая, и, наконец, ядерная и термоядерная. Но здесь уже следует говорить о научно-технической революции, свидетелями которой мы являемся. Температуры, получаемые в наши дни, превышают миллион градусов; таким образом, темп прироста температур достигает фантастической величины – порядка $n \cdot 10^3$.

Несомненно, что состояние энерговооруженности человека оказывает существенное влияние на систему "человек–природа". Археологические памятники могут

служить прекрасным полигоном для исследований эволюции взаимосвязи человека с природой. Здесь мы представили только начальный этап такого рода исследований.

Интересны в этом отношении многослойные стоянки, на которых прослеживается существование человека от эпохи раннего мезолита до средневековья. Комплексное исследование таких памятников в сравнении с регионами, где человек не вел активной хозяйственной деятельности, еще более расширит наши знания о характере отношений человека с природой, что в свою очередь позволит прогнозировать экологические ситуации.

ABSTRACT

The problems of man and nature interraction on the basis of complex study of archaeological sites, beginning from Palaeolith, were discussed. The character of man's energy equipment was defined by man in the material productin process. The technological temperature changes for defferent archaeological epochs and its increase were determined. The index of energy equipment was included in the general system of connections "man–nature", wich Enables the picture of correlations to be completed some other aspects of palaeoecological problems were also discussed.

ЛИТЕРАТУРА

Граков Б.Н. Ранний железный век. М.: МГУ, 1977.

Долуханов П.М. Палеогеография, палеоэкология и изучение каменного века в СССР // Методические проблемы археологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 48–64.

Долуханов П.М. Динамика природной среды и процессы расселения на северо-западе Русской равнины // Изв. ВГО. 1990. Т. 122, вып. 4. С. 369–375.

Захарук Ю.Н. Система трех веков и проблемы человека и природы // Природа и человек. М.: ИА АН СССР, 1988. С. 6–12.

Исаченко А.Г. Экологические проблемы и эколого-географическое картографирование СССР // Изв. ВГО. 1990. Т. 122, вып. 4. С. 289–301.

Крайнов Д.А., Хотинский Н.А. Верхневолжская ранненеолитическая культура // Сов. археология. 1977. № 3. С. 42–69.

Лозе И.А. Поселение каменного века Лубанской низины: Мезолит, ранний неолит. Рига: Зинатне, 1988.

Микляев А.М., Долуханов П.М. Из истории развития хозяйства древнего населения на правобережье Двины // Арх. сб. Гос. Эрмитажа. 1986. № 27. С. 37–45.

Тупикина С.М. К изучению технологии производства керамики на Шайгинском городище // Методы естественных наук в археологическом изучении древних производств на Дальнем Востоке СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 142–147.

Johnson J.S., Clark J., Antonio S.M. Effects of firing temperature of the fate of naturally occuring organic matter // J. Arch. Sci. 1988. Vol. 15. P. 403–414.

Pike N.M. Pottery firing temperatures // Archaeometry. 1976. Vol. 18. P. 111–114.

УДК 551.782.23+569.323.4 (470.62)

А.С. ТЕСАКОВ

ПЕРВАЯ НАХОДКА MIMOMYS PITYMYOIDES (MAMMALIA, RODENTIA) НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ И ЕЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В 1988–89 гг. автором изучены разрезы в страторегионе псекупского фаунистического комплекса, выделенного В.И. Громовым (1948) на р. Псекупс (Северный Кавказ). Стратотипический разрез имеет трехчленное строение (Громов, 1948; Вангенгейм и др., 1990). Остатки млекопитающих, в том числе зубы Archidiskodon meridionalis meridionalis, были найдены в отложениях нижней и в низах средней толщи разреза.

В верхней части средней толщи обнаружены остатки мелких млекопитающих. В составе фауны были определены следующие формы (в скобках указано количество остатков): Beremendia fissidens (Petenyi) (5), Petenyia hungarica Kormos (5), Desmana sp. (2), Leporidae gen. indet. (5), Spermophilus sp, (1), Apodemus sp. (9), Nannospalax odessanus Top. (5), Allocricetus sp. (11), Mimomys coelodus Kretzoi (52), M. pitymyoides Jan. et Meul. (19), M. sp. (крупная форма) (3), Clethrionomys sp. (28), Mustelidae gen. indet. (2). M. pitymyoides в нашей стране обнаружена впервые.

Ранее остатки мелких млекопитающих из псекупского разреза изучались Л.П. Александровой (1977). Они были собраны в низах средней толщи. Состав фауны полевок близок к приведенному выше.

В настоящей работе используется биостратиграфическая схема Кретцоя (Kretjoi, 1969). Сопоставление этой схемы с зональной шкалой И. Горачека (Horáček, Ložek, 1988), схемой А. Аццароли (1977) и магнитохронологической шкалой показано на рис. 1.

Mimomys pitymyoides в Западной и Центральной Европе известна из многочисленных местонахождений конца виллания и начала бихария и имеет узкое стратиграфическое распространение (Janossy, Meulen, 1975; Rabeder, 1981; Fejfar, Horácek, 1983). Как показал Г. Рабедер эволюция группы полевок, последним звеном которой является M. pitymyoides, протекала в Европе автохтонно с раннего виллания (рис. 1). Выделен ряд эволюционно сменяющих друг друга форм видового ранга: M. altenburgensis – M. stranzendorfensis – M. stenokorys – K. jota – M. pitymyoides (Rabeder, 1981).

Mimomys pitymyoides Janossu et van der Meulen, 1975

Mymomys pitymyoides: Jánossy et van der Meulen, 1975. стр. 386–389, фиг. 8, 9; Rabeder, 1981, стр. 156–161, фиг. 98–101. Fejfar, Horácek, 1983 (partim), стр. 139–141, табл. X, фиг. 16–31.

Материал: M_1 – 5 экз., M_2 – 2 экз., M_3 – 3 экз., M^1 – 5 экз., M^2 – 2 экз., M^3 – 3 экз.

Местонахождение. Левый берег р. Псекупс в 1,5 км ниже станицы Саратовской (Северный Кавказ), песчано-гравийные отложения (средняя толща).

Описание. Полевка средних размеров. Дентиновые поля треугольных призм 2 и 3 (прото- и метаконидов) у M_1, а также треугольных призм 1 и 2 (прото- и параконов) у M^1 и треугольных призм 1 и 2 (пара- и гипоконов) у M^2 широко слиты (рис. 2). Эмалевые островки на M^3_1 отсутствуют. Эмаль дифференцирована по мимомисному типу только у старых экземпляров. Дентиновые тракты очень высокие. Они прорываются на жевательную поверхность, в основном, на начальных стадиях формирования корней. В выборке преобладают экземпляры со слаборазвитыми корнями и уже прорванными трактами. Все зубы имеют два корня. Отложения цемента развиты слабо, не превышают половины входящих углов.

© А.С. Тесаков, 1994

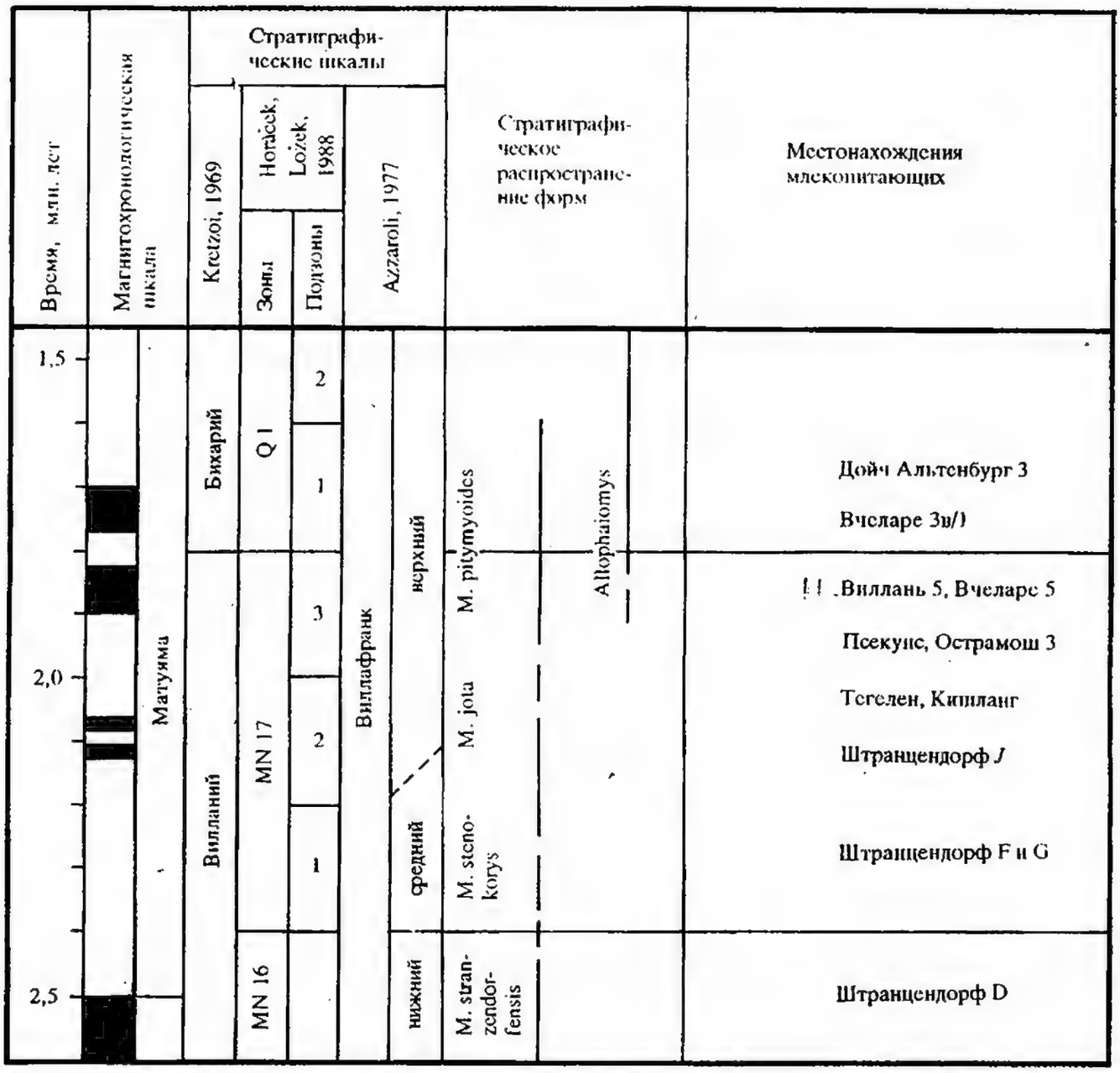


Рис. 1. Положение местонахождений млекопитающих в магнитохронологической и стратиграфических шкалах

M_1. Длина 2,6–2,7–2,9 мм, ширина 1,0–1,1–1,2 мм (n = 5). Высота коронки молодого экземпляра 4,2 мм (см. рис. 2). Элементы параконижного отдела широко слиты. Передняя петля имеет овальную форму. Расположена симметрично относительно длинной оси жевательной поверхности. Мимомисный выступ хорошо развит, проходит почти до основания коронки. Высота тракта параконидного отдела 4,5 мм, наружного тракта задней призмы 4,1, внутреннего тракта задней призмы 3,8; 3,7 мм (см. рис. 2*а, б*).

M^1. Длина 2,4–2,5–2,6 мм, ширина 1,4–1,5–1,5 мм (n = 5). Высота коронки молодого экземпляра 4,6 мм (см. 9 на рис. 2).

M^3. Длина 1,65–1,8–1,9 мм, ширина 0,9–1,0–1,0 мм. Высота коронки наиболее молодого экземпляра 3,2 мм (см. 6 на рис. 2). Все элементы жевательной поверхности обычно широко слиты. У старых экземпляров может усиливаться пережим между первой и второй треугольными призмами. У двух из трех экземпляров M^3 хорошо выражен дополнительный тракт на второй призме (гипоконе) (см, 6,8 на рис. 2).

Сравнение. Псекупская M. pitymyoides по описанным выше признакам не отличается от типового материала вида из местонахождения Острамош 3 (Jánossy, Meulen, 1975), а также от полевок этого вида из Вчеларе 3 и 3*B*/1 (Fejfar, Horácek, 1983). Отли-

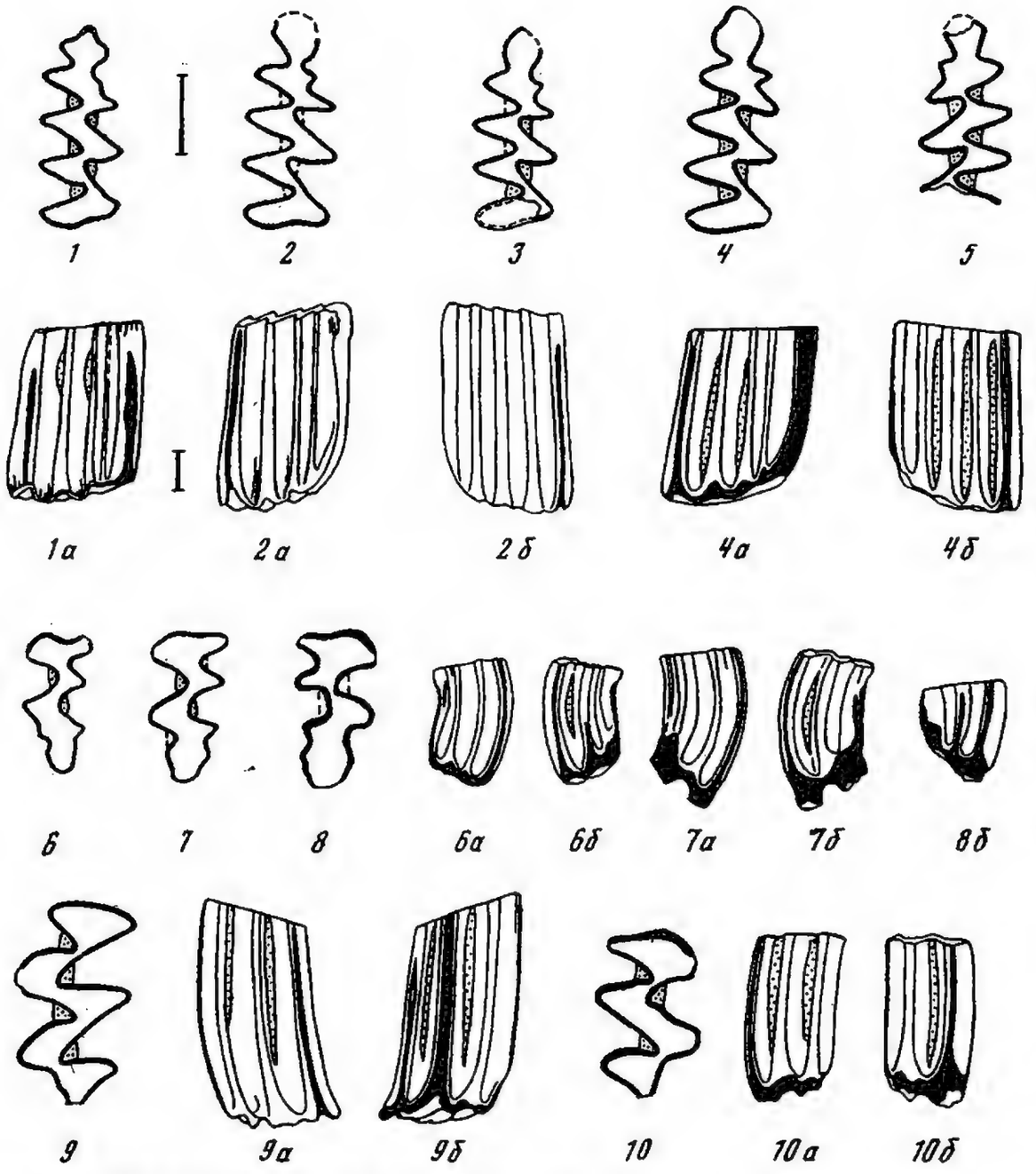


Рис. 2. Строение коренных зубов Mimomys pitymyoides

1–15: M_1; *6* – M^3; *7* – $9M^1$; *8* – $19M^2$. *а* – лабиальная сторона, *б* – лингвальная сторона

чается от M. pitymyoides из местонахождения Дойч Альтенбург 3 и 10 более развитым мимомисным выступом. Редукция этой структуры у наиболее поздних представителей вида, по-видимому, закономерна (Rabeder, 1981).

От более древних видов группы M. pitymyoides псекупская форма отличается более высокими дентиновыми трактами. Так, по данным Г. Рабедера (1981) высота наружного тракта задней призмы M_1 у M. stenokorys не превышает 3,0 мм, у M. jota – 3,5 мм, у *M*. pitymyoides превышает 3,5 мм. У псекупской полевки эта величина составляет 4,1 и 4,0 мм. От M. altenburgensis и M stranzendorfensis отличается, кроме того, отсутствием эмалевых островков на M_1^3.

Географическое и стратиграфическое распространение. Западная и Центральная Европа – конец Виллания, начало бихария. Восточная Европа (Северный Кавказ) – конец виллания.

В Западной Европе M. pitymyoides по количеству остатков достигает фоновых величин в местонахождениях, относимых к концу виллания (Острамош 3, Вчеларе 5, Виллань 5). В это время существуют разнообразные мимомисные полевки. В отдель-

ных местонахождениях этого уровня (Виллань 5, Вчеларе 5) появляются первые Allophaiomys (Rabeder, 1981; Fejfar, Horacek, 1983). В фаунах начала бихария (Вчеларе 3, Дойч Альтенбург 3, 10) с массовым появлением некорнезубых микротин Allophaiomys и Prolagurus численность M. pitymyoides резко снижается, уменьшается и разнообразие мимомисной группы (Fejfar, Horácek, 1983). Таким образом, псекупская фауна мелких млекопитающих может быть сопоставлена с поздним виллянием. На это указывают фоновое количество остатков M. pitymyoides и общий состав фауны с разнообразно представленной мимомисной группой. Как и в большинстве европейских местонахождений позднего виллания на Псекупсе не найдены остатки некорнезубых полевок.

ABSTRACT

Remains of Mimomys pitymyoides are for the first time reported from the Russia. This fossil vole has been recognised in the Psecups local fauna. Mimomys coelodus, M. sp. (large form.) and Clethrionomys sp. are also present. Rootlwss voles have not been found. Small mammal fossils have been collected from the upper part of the stratotype section of Psecups funistic complex)Northerm Caucasus, river Psecups). Morphology and hypsodonty level of M. pitymyoides are similar to type material from Hungary. Therefore a tentative correlation with the late Viilányian is suggested for the Psecups local fauna.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л.П. Находки остатков мелких млекопитающих в антропогеновых отложениях р. Псекупс // Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 5–11.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегионе псекупского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1990. № 59. С. 81–93.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). М.: Изд-во АН СССР, 1948. 521 с. (Тр. ин-та геол. наук. Геол. сер. Вып. 64, № 17).

Azzaroli A. The Villafranchian stage in Italy and Plio-Pleistocence boundary // G. geol. Ser. 2a. 1977. Vol. 41, fasc. 1/2. P. 61–79.

Fejfar O., Horacek I. Zur Entwicklung der Kleinsangerfaunen im Villanyium und Alt-Biharium auf dem Gebiet der CSSR // Schriftenr. geol. Wiss. 1983. H. 19/20. S. 111–207.

Horaček I., Ložek V. Palaeozoology and the Mid-European Quaternary past: Scope of the approach and selected results // Rozpr. Československ. Akad. Véd. Rada mat. prirodn. ved. 1988. Roc. 98, N 4. S. 1–102.

Janossy D., Van der Meulen A.J. On Mimomys (Rodentia) from Osztramos-3, North Hungary // Proc. knkl. nederl. akad. wetesch. B. 1975. Vol. 78, N 5. P. 381–391.

Kretzoi M. Sketch of the Late Caenozoic (Pliocence and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary // Föld. közl. 1969. Vol. 17. P. 179–204.

Rabeder G. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozäne von Niederösterreich // Beitr. Paläontol. Österr. 1981. Bd. 8. S. 373.

УДК 551.79

А.П. ЩЕГЛОВ

ИСТОРИЯ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГЕЛЕНДЖИКСКОЙ БУХТЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 20 тыс. лет

Вопросы геологического строения донных отложений крупных бухт северо-западной части Черноморского побережья Кавказа освещены в научной литературе далеко не полно. Анализ многочисленных работ (Невесская, 1965, Островский, 1968; и др.) показывает, что в большинстве случаев исследовалась лишь верхняя часть разреза. В то же время глубоководные части бухт, где мощность осадков максимальная, совершенно не изучены из-за отсутствия данных бурения.

В процессе крупномасштабного геологического картирования территории г. Геленджик нами получен большой фактический материал, позволяющий не только уточнить геологическое строение разреза донных отложений, но и провести корреляцию их с континентальными образованиями, распространенными в прибрежной части суши. Известно, что Геленджикская и Цемесская бухты образовались в предкуяльницкое время в результате опускания части обширной межгорной эрозионно-тектонической депрессии по зонам поперечных и продольных разрывов (Островский, 1968).

Первоначально Геленджикская бухта представляла собой обширную мелководную лагуну, широко открытую к морю. Ее границы более, чем в два раза превышали современные.

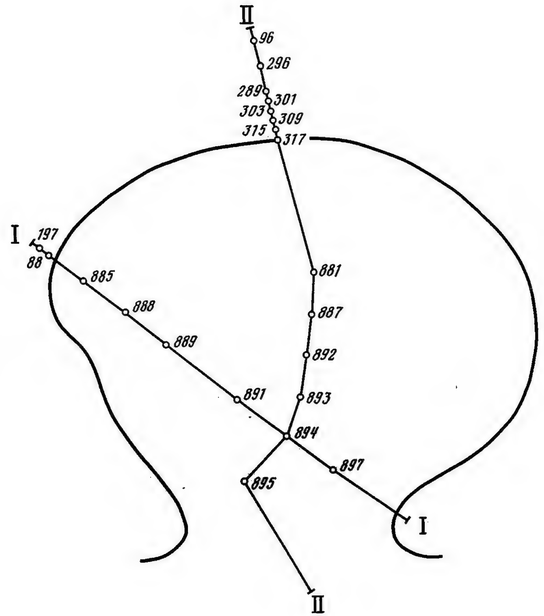
В течение антропогеновой фазы орогенного этапа бухта, испытав инверсию тектонических движений, начала медленно сокращаться в своих границах. При этом, в первую очередь по зонам поперечных разрывов,были приподняты ее окраинные части в то время, как центральная продолжала медленно опускаться. Лишь на границе позднего голоцена центральная часть, испытав инверсию, была вовлечена в общее поднятие территории. Доказательством этому является наличие останцов позднесреднеплейстоценовых, раннепозднеплейстоценовых и голоценовых морских абразионных и абразионно-аккумулятивных террас (макопсинская, ашейская, карангатская, новочерноморская и нимфейская) на абсолютных высотах 38, 27, 13–15, 4–5, 2 м (Щеглов, 1986).

Таким образом, Геленджикская бухта развивалась в условиях сложной тектоноклиматической обстановки. В полузамкнутой котловине, затопленной морем, преобладало преимущественно морское и в меньшей степени субаэральное осадконакопление. При этом осадки более древних циклов седиментации (куяльник – ранний и средний плейстоцен) при таких резких колебаниях климата и тектоники вряд ли могли сохраниться. Действительно, кроме эрозионно-аккумулятивных останцов названных выше плейстоценовых террас, более древние формы и отложения нами нигде не обнаружены.

В пределах акватории бухты многочисленными скважинами вскрыты отложения новоэвксинского и черноморского горизонтов (рис. 1, см. вкл.) Самые древние из них – пролювиальные грубоокатанные галечники с облессованными суглинками. Они выстилают ложе бухты, залегая на глубинах от – 22 до – 30 м.

В северной части бухты пролювиальные галечники прослежены в непрерывном залегании до абсолютных отметок +50 м на суше. Здесь толща субаэральных образований разделена погребенным почвенным горизонтом на две части. Нижний слой на суше и в акватории отвечает антскому этапу в истории развития Черноморского бас-

© А.П. Щеглов, 1994



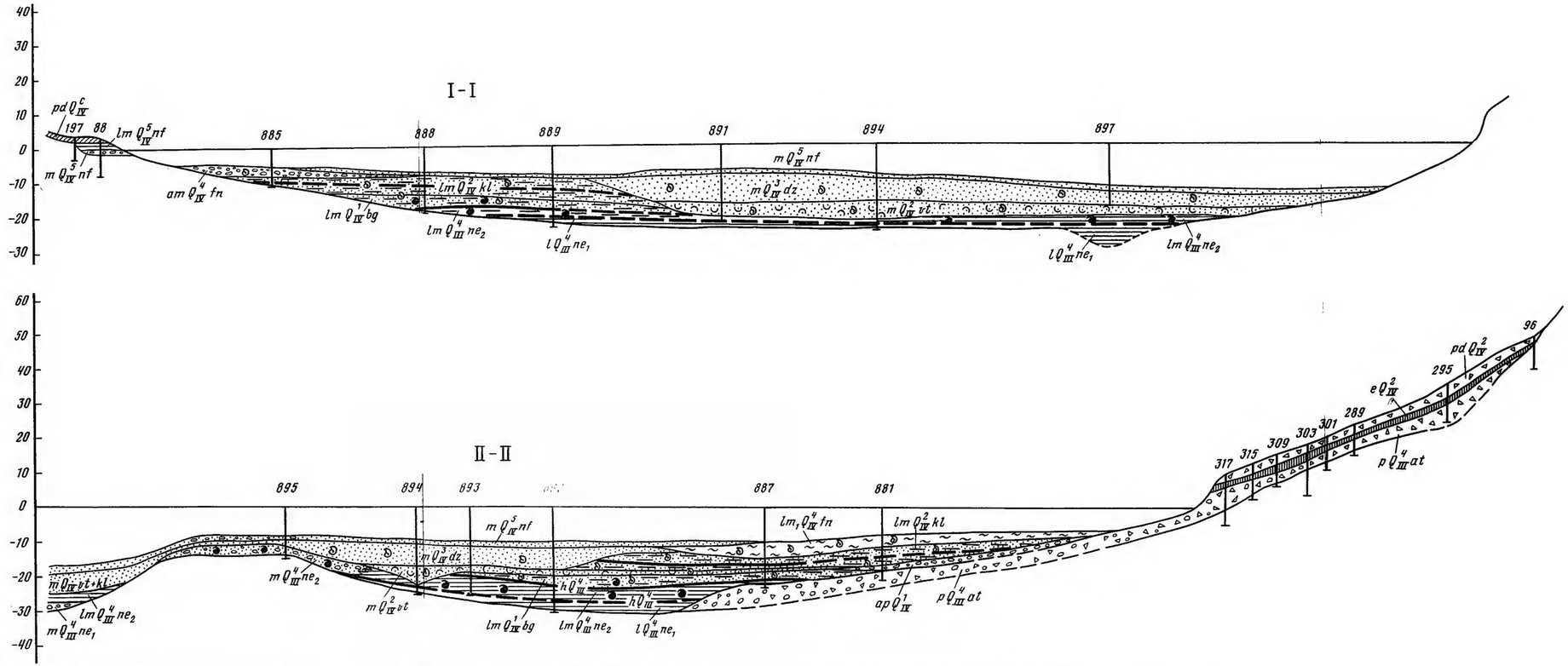


Рис. 1. Геологические разрезы донных осадков Геленджикской бухты по линиям I–I, II–II

Позднебезенгийский (поздненекринский) горизонт: $pQ_{III}^{4}at$ – [illegible]нтские слои, пролювиальные галечники, щебень. *Новозвкинский горизонт:* $lQ_{III}^{4}ne_1$ – нижние новозвкинские слои, глины озерно-лиманные; $lmQ_{III}^{4}ne_2$ – верхние новозвкинские слои, глины лиманно-морские; bQ.4 – горизонты торфяников. *Новочерноморский горизонт:* $lmQ_{IV}^{1}bg$ – бугазские слои, пелиты лиманно-морские; apQ_{IV}^{1} – галечники аллювиально-пролювиальные; $mQ_{IV}^{1}vt$ – витязевские слои, ракушняки; eQ_{IV}^{2} – погребенная почва; pdQ_{IV}^{2} – галечники, щебень пролювиально-делювиальные; $lmQ_{IV}^{2}kl$ – каламитские слои, пелиты лиманно-морские; $mQ_{IV}^{3}dr$ – джеметинские слои, пески; $lmQ_{IV}^{4}fn$ – фанагорийские слои, илы лиманно-морские; $amQ_{IV}^{4}fn$ – фанагорийские слои, галечники, [illegible]

фейские слои, пески, галечники; $fmQ_{IV}^{5}nf$ – нимфейские слои, глины лиманно-морские. *Современные отложения:* pdQ_{IV}^{c} – суглинки пролювиально-делювиальные. *Механический состав: 1* – ракушечник, *2* – пелиты, *3* – глины, *4* – илы, *5* – песок, *6* – галька грубоокатанная, щебень, *7* – горизонты торфяников. *Остатки фауны: 8* – фауна каспийского типа, *9* – фауна черноморского типа. *10* – погребен-

сейна (Балабанов, Измайлов, 1988). С этим этапом связаны повсеместное переуглубление речных долин и формирование наиболее грубых фаций аллювия, выстилающих их днища. Время его начала совпадает с переходом к пресноводным условиям (22–16 тыс. л.н.), когда регрессивный уровень Черного моря располагался на отметках ниже –80 м (Гричук и др., 1970). Снижение границы елово-пихтового пояса в это время достигало 1200–1400 м, т.е. он располагался на абсолютных отметках 150–200 м. Среднеиюльские температуры в то время были ниже современных не менее чем на 7°, январские – на 12°.

В региональной стратиграфической схеме Кавказа антский этап (антские слои) может быть сопоставлен с позднебезенгийским (поздненеенскринским) горизонтом (Maisuradze, 1987).

Выше по разрезу залегает с размывом 7-метровая толща светло-серых и серых глин с двумя горизонтами торфяников в кровле и в средней части. Нижний слой представлен озерно-лиманными серыми глинами, сильно заторфованными, с грубоокатанными обломками флишевых пород. Венчается разрез горизонтом торфяника мощностью 1 м. Ни в одной из скважин фауна в глинах не обнаружена.

Верхний слой сложен лиманно-морскими светло-серыми глинами, песчанистыми, слабозаторфованными, с горизонтом торфяника в кровле. В глинах повсеместно присутствует фауна: Dreissena polymorpha, Monodacna sp., Micromelania caspia, Theodoxus sp. На выходе из бухты глины фациально замещаются галечниками с крупнозернистым песком. В них обнаружена фауна: Dreissena polymorpha, Monodacna sp., Theodoxus sp.

По литологическому составу глин и видовому набору фауны нижний слой описываемой толщи может быть отнесен либо к еникальским, либо к нижним новоэвксинским слоям. В то время Черноморский бассейн находился в состоянии переходного этапа от регрессивного стояния к трансгрессивному. Верхний же слой относится к верхним новоэвксинским слоям. Черноморский бассейн в эту стадию своего развития трансгрессировал до отметок – (19–20 м) (Балабанов, Измайлов, 1988). Горизонты торфяников в кровле каждого слоя отвечают, по-видимому, регрессиям. Радиоуглеродный возраст торфяников на смежных территориях составляет 10,7 и 9,5 тыс. лет.

Донные осадки, залегающие на новоэвксинских слоях, по видовому составу фауны относятся к новочерноморскому горизонту и примерно соответствуют стадиям развития бассейна по схеме Л.А. Невесской (1965). Они могут быть также объединены в шесть трансгрессивно-регрессивных циклов (Балабанов, Измайлов, 1988; Янко, 1989 и др.).

Непосредственно на верхних новоэвксинских слоях лежат пелиты серые, вязкие, с ракушей и обломками хорошо сохранившейся древесины. Мощность слоя до 3–4 м. В пелитах найдена фауна: Micromelania sp., Hydrobia ventrosa, Cardium edule, Abra ovata, Chione gallina. К подошве содержание фауны резко убывает. Здесь преобладают преимущественно каспийские формы. Эти слои отнесены нами к бугазским. Подошва их залегает на отметке –(19–23 м). Конец бугазской стадии завершился регрессией, которой отвечают аллювиально-пролювиальные галечники мощностью до 2 м, лежащие с размывом на пелитах в северной части бухты (разрез П–П, скв. 881). Подошва галечников располагается здесь на отметке –18 м.

Витязевские слои вскрыты многочисленными скважинами и представлены заиленным, гумусированным ракушечником с примесью детритусового песка до 30–40%, мощностью от 1,5 до 4 м. В слое встречена фауна: Mytilus galloprovincialis, Corbula gibba, Spisula subtruncata, Cardium edule, Ostrea edulis, Abra ovata, Chione gallina.

Подошва витязевских слоев залегает на отметке –(17–18 м). По морским отложениям в соседних районах побережья получен ряд датировок в интервале 7,2–7,6 тыс. лет (Балабанов, Измайлов, 1988).

Витязевской стадии развития бассейна отвечает погребенный почвенный горизонт

коричневато-бурого цвета, разделяющий толщу пролювия на две части. Он вскрыт многочисленными скважинами в полосе подгорного шлейфа вдоль южного склона Мархотского хребта. На почвах с размывом лежит 3–4-метровая толща пролювиально-делювиальных отложений, представленных угловатоокатанным щебнем, дресвой, слабоокатанной галькой с серым суглинистым заполнителем. Нижний слой (под почвой) имеет примерно такой же состав, но явно облессован, а в верхнем следы облёссования отсутствуют. Последний отвечает, по-видимому, регрессии Черного моря, завершающей витязевскую стадию.

Каламитские слои залегают с размывом на витязевских. Они хорошо сохранились в северной и западной части Геленджикской бухты и представлены пелитом светло-серым, алевритистым, вязким, с двумя горизонтами торфяника. Мощность слоя 2,5–6 м. По всему слою встречена фауна: Cardium edule, Paphiarugata, Chione gallina, Mytilus galloprovincialis, Spisula subtruncata, Bittium reticulatum и др. Обычно преобладают первые три вида, остальные имеют подчиненное значение. В целом комплекс фауны весьма схож с каламитским комплексом Л.А. Невесской (1965).

Горизонты торфяника, мощностью 0,5–0,7 м каждый, залегают на отметках –13 и –15 м. К береговой линии они поднимаются до –8 и –12 м. Горизонты, по-видимому, отвечают двум осцилляциям бассейна в каламитскую стадию (Балабанов, Измайлов, 1988). В связи с этим возраст нижнего горизонта можно оценить в 6,2–6,4, а верхнего в 6,8 тыс. лет.

Джеметинские слои представлены песком серым средне- и крупнозернистым, у подошвы – грубозернистым, детритусовым, с большим содержанием ракуши. Он выполняет наиболее пониженные участки днища бухты и имеет мощность 10–12 м. Кровля лежит на отметке – 8–9 м. В восточной и центральной части бухты джеметинские слои с размывом (в основании – грубозернистые пески и мелкий гравий) залегают на витязевских. В песках содержится многочисленная фауна: Divaricella divaricata, Pitar rudis, Ostrea edulis, Chlamys glabra, Gafrarium minimum, Chione gallina, Bittium reticulatum и др. Расчленить джеметинские слои на верхние и нижние в соответствии со схемой И.П. Балабанова (1988) не представляется возможным.

Последовавшая за джеметинской трансгрессией фанагорийская регрессия в центральной части бухты представлена илами серыми, песчанистыми, с детритом и мелкой ракушей, а в западной – аллювиально-морскими галечниками с крупнозернистым песком и мелкой ракушей. Мощность отложений до 5 м. Подошва илов располагается на отметках – минус 12–14 м, а галечников – минус 7–8 м.

Нимфейская стадия (2,6 тыс. л.н. по настоящее время) в акватории представлена песком серым, мелкозернистым, детритусовым, мощностью до 2 м. В песках обнаружена фауна: Bittium reticulatum, Ostrea edulis, Chlamys glabra, Chione gallina, Pitar rudis и др.

В западной части бухты нами откартирован останец нимфейской морской террасы с береговой линией на отметке +2,5 м. Отложения ее, мощностью 2 м, представлены лиманно-морскими глинами с обломками перечисленной выше фауны. Ниже лежит 1-метровый слой хорошо окатанных галечников с примесью мелкозернистого песка. Цоколь террасы расположен на уровне моря.

Таким образом, изложенные выше результаты изучения позднеплейстоцен-голоценовой истории северо-западной части Черноморского побережья Кавказа показали, что отложения в бухтах удовлетворительно коррелируются с донными осадками открытой части моря. Донные осадки в бухтах хорошо коррелируются также с континентальными отложениями в прибрежной части суши. Последние отвечают преимущественно регрессивным уровням Черноморского бассейна в позднем плейстоцене–голоцене. Подтверждается высокое, на 1–2 м выше современного, стояние уровня Черного моря в эпоху нимфейской трансгрессии. В то же время внутри трансгрессивно-

регрессивных циклов следы мелких осцилляций не отмечаются, что может быть объяснено своеобразными условиями осадконакоплениями в полузамкнутых бассейнах. Особенно важен, по нашему мнению, вывод о применимости стратиграфических схем отложений открытого моря для расчленения донных осадков в полузамкнутых бассейнах, лишенных впадающих в них рек – постоянных источников опреснения.

ABSTRACT

The Upper Pleistocene and Holocene deposits were revealed by many boreholes in Gelengic bay (Caucasian Black Sea coast). 8 horizons (mainly Holocene) were fixed which are the same as in stratigraphic scheme of the open Black Sea.

ЛИТЕРАТУРА

Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровенного и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тыс. лет // Вод. ресурсы. 1988. № 6. С. 54–61.

Гричук В.П., Губонина З.П., Муратов В.М. и др. О результатах спорово-пыльцевого анализа отложений кавказских палеолитических пещер // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 4. С. 104–111.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Наука, 1965. 390 с. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 105).

Островский А.Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между г. Анапа и устьем р. Шахе): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ростов н/Д, 1968. 18 с.

Щеглов А.П. Стратиграфия континентальных и морских отложений плейстоцена южного склона Северо-Западного Кавказа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1986. 25 с.

Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия (классификация, экология, биостратиграфия история развития): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 49 с.

Maisuradze G.M. Evolution if the Late Pleistocene environment in the Caucasus // Paleogeography and loess. Budapest: Acad. Kiado, 1987. P. 145–156.

УДК 551.94(261/264)

Л.Е. ШТЕРЕНБЕРГ, Н.С. СНИГИРЕВСКАЯ

ОБЛОМОК УГЛИСТОГО СЛАНЦА ИЗ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

Во время 7-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (1.04–4.08.89 г.) при драгировании в экваториальной зоне Атлантического океана, кроме обычных для срединно-океанических хребтов магматических пород (толеитовые базальты, долериты, метабазальты), были подняты образцы отложений, отнесенных рядом участников рейса к континентальным образованиям. Среди них оказался обломок углистого сланца. Единичные находки углей, являющиеся уникальными для океанов, известны давно из ряда наших и иностранных публикаций. Однако они до сего времени пока никем детально не исследовались. Часть поднятого на борт судна углистого сланца была передана нам участниками рейса для определения его состава и генезиса.

Углистый сланец изучался различными методами (макро- и микроскопия, химические, термографические и другие виды анализов). Образец этот при рассмотрении под бинокулярной лупой представляет собой плотную, черного цвета углистую породу, обладающую тонкослоистым, сланцеватым сложением, присущим отложениям,

© Л.Е. Штеренберг, Н.С. Снигиревская, 1994

испытавшим определенное метаморфическое воздействие. Она легко расслаивается на тонкие слойки, на поверхностях скола которых наблюдаются яркие (синий, красный, оранжевый и др.) цвета побежалости. В вертикальном пришлифованном срезе углистых сланцев видны слойки и линзочки блестящего угля (рис. 1, *а*). Черта угля на неглазурованной фарфоровой поверхности имеет черный цвет.

С большими трудностями мы столкнулись при изготовлении прозрачно-полированных шлифов. Многократные попытки изготовить качественные шлифы не дали положительных результатов. Прозрачными удалось сделать лишь очень небольшие участки угля. Изучение этих просвечивающих участков и аншлифов в отраженном свете показало, что основная гелифицированная масса угля в общем однородна. В проходящем свете она обладает красно-бурым цветом. Среди основной массы встречаются как фюзенизированные (фюзен, ксиловитренофюзен и т.д.), так и гелифицированные (витрен, ксиловитрен и др.) компоненты (см. рис. 1*б, в*). Гелифицированные компоненты относительно слабо выделяются среди основной массы. Кутанизированные компоненты (кутикула, макро- и микроспоры) и смоляные тела на просвечивающих участках шлифов нами не были обнаружены. В клеточных областях отдельных линз фюзена наблюдаются выделения пирита. Основная масса и гелифицированные компоненты в проходящем свете при скрещенных николях практически изотропны. В отраженном свете границы между гелифицированными компонентами и основной массой выделяются с трудом и лишь фюзен и близкие к нему компоненты, обладающие относительно большим рельефом и более высоким отражением, достаточно четко отличаются от гелифицированных составляющих угля.

Суммируя результаты макро- и микроскопического изучения угля, участвующего в сложении углистого сланца, отметим, что это гумусовый уголь, несомненно сформировавшийся на континентальном блоке земли и подвергшийся метаморфическим изменениям, доведших его до стадии, близкой к "ОС".

В полированном образце (аншлиф) нами проведено измерение величины отражения с помощью микроскопа-фотометра фирмы "Лейтц" (масляная иммерсия увеличения 600х). Эталоном служило искусственное стекло с показателем отражения в масле $R^{o}_{этал}$ = 0,60% при длине монохроматического света 546 НМ. Результаты замеров величины отражения разных компонентов, слагающих угольный сланец, приведены в табл. 1 (замеры выполнены И.Е. Стукаловой, ГИН РАН).

Полученные величины отражения гелифицированной основной массы и витрена, слагающих линзы и прослойки угля в углистом сланце, сравнивались с величинами отражения также гелифицированных компонентов углей Донбасса ($R^{o}_{ср.}$ = 1,55–2,0%, по С.Г. Неручеву и др., 1976). Проведенные замеры позволяют нам отнести изучаемый уголь к стадии метаморфизма "ОС-Т".

Результаты химического анализа углистого сланца, выполненного в химической лаборатории Института горючих ископаемых под руководством Р.Н. Смирнова, приведены в табл. 2.

Данные эти позволяют нам отнести угольное вещество, участвующее в сложении сланца, также к каменным углям, находящимся на стадии "ОС-Т". Бросается в глаза необъяснимая нами пока несколько повышенная величина содержания водорода ($H^{г}$ = 4,72%). Кривые нагревания бурых и каменных углей марок Д–Г и Г, заимствованные из работ В.П. Ивановой и др. (1974), показаны на рис. 2. Там же приведена кривая нагревания изучаемого углистого сланца (см. рис. 2, *д*). Как видим, термограмма образца углистого сланца, включающего линзы и прослойки блестящего угля, характеризующегося большим экзомаксимумом в области 760–770°С весьма близка к термограмме тощего угля Донецкого бассейна.

Таким образом, результаты указанных выше анализов (химия, термика, замеры величины отражения) указывают на то, что уголь, участвующий в сложении угольного сланца, находится на стадии отощенно-спекающегося–тощего.

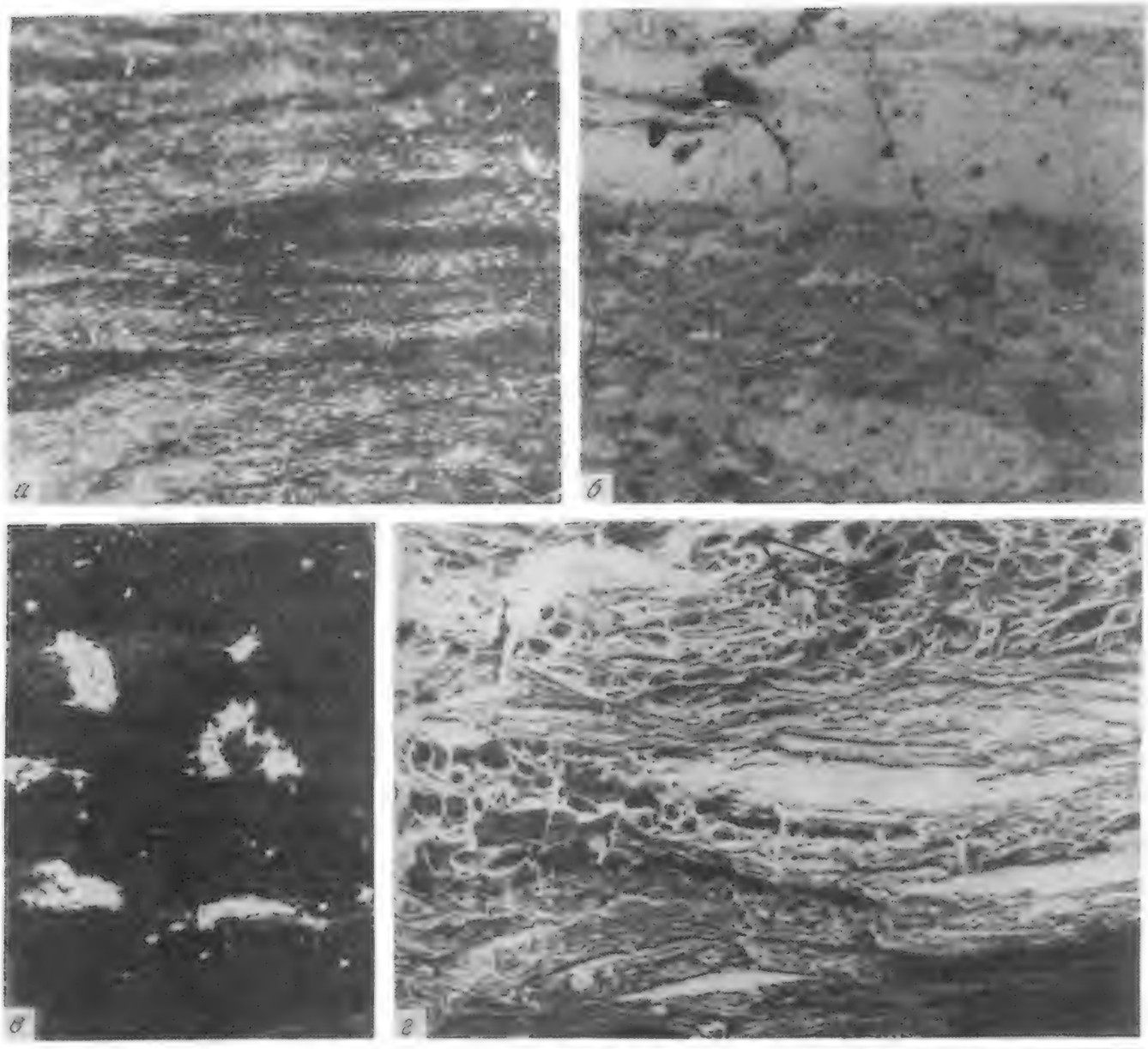


Рис. 1. Детали строения углистого сланца

а — вертикальный приполированный срез образца углистого сланца. Черного цвета линзы и прослойки представлены углистым веществом. Бинокулярная лупа, ув. 15х; *б* — линза угля при большом увеличении. Видны: полоска витрена (в), основная гелифицированная масса (ом), фюзен (ф), ксиловитренофюзен (квф) и другие компоненты. Свет отраженный, без анализатора, ув. 90х; *в* — участок угля в проходящем свете без анализатора, ув. 340Х (буквенные обозначения см. выше); *г* — фотография частицы угля под электронным сканирующим микроскопом. В верхней части видна слабо деформированная фюзенизированная ткань покрытосеменного растения с хорошо сохранившимся клеточным строением. Виден проводящий пучок (показано стрелкой). Ув. 60х; *д* — точечные сосуды в стебле покрытосеменного растения. Видна перфорационная пластинка (показано стрелкой). Ув. 200х.

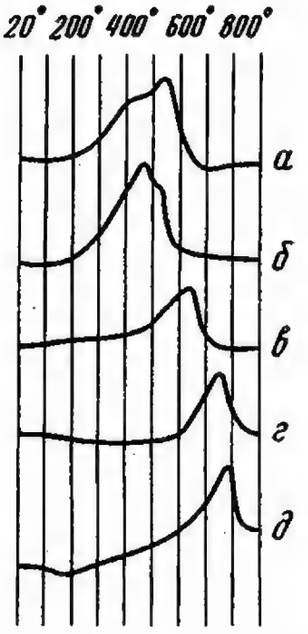


Рис. 2. Кривые нагревания: *а* – бурого угля (черный, плотный); *б* – то же (темно-коричневый); *в* – каменного угля марки Д–Г; *г* – каменного угля марки Т; *д* – углистого сланца, поднятого со дна экваториального сектора Атлантического океана

Углистый сланец, поднятый со дна центральной части Атлантического океана, изучался также с помощью электронного сканирующего микроскопа в лаборатории палеоботаники Ботанического института им. В.Л. Комарова РАН (операторы: ст. инженер Н.В. Ченцова и инженер Л.А. Карцева; микроскоп СМ = 35). Некоторые фотографии кусочков углистого сланца приводим на рис. 1, *г, д*. Одним из важных, на наш взгляд, выводов, полученных при изучении углистого сланца под электронным микроскопом, является установление его позднемелового-третичного возраста. Основание для такого вывода – принадлежность растительной ткани, которую удалось исследовать, стеблю покрытосеменного растения. Находки представителей этой группы известны с позднего мела. Свидетельством принадлежности покрытосеменному растению служит наличие точечных сосудов в проводящем пучке.

Вместе с тем для нас остается неясным: связаны ли показатели проведенных анализов углистого сланца с региональным метаморфизмом или уголь этот, возможно, подвергался позже термальному воздействию и, в частности, гидротерм. На возможность относительно низкотемпературного воздействия (500°С) гидротермальных флюидов указывают следующие факты:

1) цвета побежалости на плоскостях наслоения углистых сланцев;

2) отсутствие отчетливо проявляющейся в проходящем свете при скрещенных николях под микроскопом анизотропии, характерной для каменных углей регионального метаморфизма марок ОС и Т;

3) присутствие в составе сланца и угля помимо кварца: каолинита, гидрослюды, вероятно, небольших количеств смешанослойной фазы (слюда-монтмориллонит) – диккита (рис. 3), возможно сформировавшегося в результате трансформации каолинита;

Таблица 1

Величина отражения слагающих уголь компонентов

Компоненты	Значения отражения в масле $R^{\circ}_{ср}$, %)
Гелифицированная масса и витрен	1,50–1,70
Ксиловитренофюзен	1,96
Фюзен	2,94

Таблица 2

Состав углистого сланца, мас. %

№ пробы	W^a	A^c	A^d	N^a	$N^г$	S^a	C^a	$C^г$	H^a	$H^г$
538	1,77	39,75	40,47	0,89	1,50	0,43	52,12	87,60	2,81	4,72

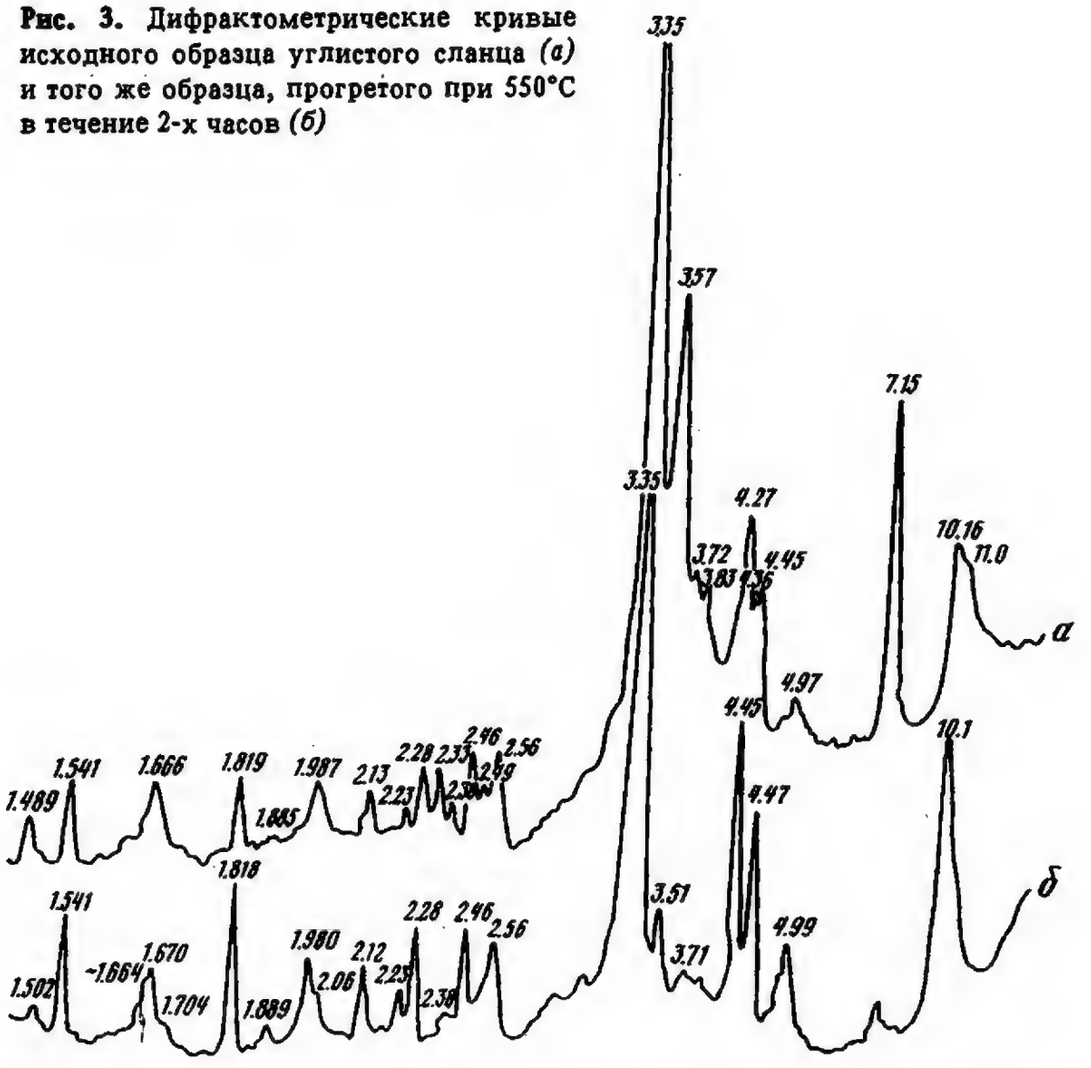


Рис. 3. Дифрактометрические кривые исходного образца углистого сланца *(а)* и того же образца, прогретого при 550°С в течение 2-х часов *(б)*

4) установление среди углистого сланца при протолочке в агатовой ступке очень мелких единичных частиц самородных желез и алюминия, возможно поступавших в изучаемые сильнопористые образования с гидротермальными флюидами.

Добавим, что помимо самородных металлов при протолочке углистых сланцев установлено присутствие в них магнетита, пирита и ряда других минералов.

Таким образом, проведенные изучения образца угольного сланца, включающего прослойки и линзы угля свидетельствует, что по ряду показателей он может быть отнесен к каменных углям марки ОС–Т. Вероятнее всего он образовался в верхнемеловое-третичное время.

Помимо его изменения, связанного с региональным метаморфизмом, приведшим к изменению не только самого угля, но и вмешающей его углистой глины и преобразования ее в сланцеватую породу, вероятно некоторое влияние на трансформацию угольного вещества оказали гидротермальные процессы, температура которых не превышала 500°С. Полученные нами данные, однако, не дают основания судить о причинах нахождения обломка углистого сланца на дне экваториальной части Атлантического океана. Не исключен и антропогеновый фактор.

ABSTRACT

Integrated stadies have been conducted of a sample of coal shale/ampelite recovered from the equatorial Atlantic bottom during the 7-th cruise of R/V "Academik Nikolai Strakhov". According to several characteristics, coal interlayers and lenses making the sample up may be referred to hard coal of high degree of metamorphism. The obtained data do not allow however to determine the reasons for the sample's occurense on the ocean bottom. The anthropogenic factor cannot be excluded.

ЛИТЕРАТУРА

Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розинова Е.П. Термический анализ минералов и горных пород. Л.: Недра, 1974. 399 с.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.

Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // XXV Междунар. геол. конгр.: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 47–62.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 61 1994

ХРОНИКА

О МЕЖДУНАРОДНОМ СИМПОЗИУМЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗИИ И ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

Летом 1990 г. в г. Якутске состоялся III Международный симпозиум по стратиграфии четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона в рамках Подкомиссии ИНКВА. I симпозиум проходил в г. Осака (Япония) в 1986 г., II – в 1988 г. в г. Находка (бывший СССР). В работе III симпозиума приняли участие более 100 специалистов, из которых 42 иностранных ученых из 17 стран.

На симпозиуме рассматривался широкий круг проблем геологии четвертичного периода Азии и района Тихого океана. Он включал стратиграфию, хронологию и корреляцию четвертичных отложений, материалы Арктики и криостратиграфию, вопросы лёссово-почвенных образований, эволюции биосферы, палеоклиматам и прогнозу на будущее, а также исследованиям по проблеме "Четвертичный период и человеческая деятельность".

Детальная стратиграфия и межрегиональная корреляция четвертичных отложений составили основную часть докладов на симпозиуме. Очень много новых данных было сообщено якутскими геологами, геологами Китая, Японии.

Видное место на симпозиуме заняла геохронология четвертичного периода.

Из докладов, посвященных генезису и литологии осадков, наиболее интересными были сообщения по методике, классификации и диагностике.

Чрезвычайно широкое освещение на симпозиуме получила арехологическая тематика, в частности материалы по стоянке Диринг-Юрях.

Вся работа симпозиума проходила на теплоходе и сопровождалась геологической экскурсией по разрезам Нижне-Алданской впадины и Средней Лены. Доклады и особенно обсуждения непосредственно на разрезах вызывали живой интерес, состоялись горячие дискуссии. Кроме официальных докладов проходили и узкопрофессиональные обсуждения самых актуальных проблем, в частности, по микропалеонтологии, стратиграфии, издательской деятельности. К симпозиуму были опубликованы тезисы докладов в 2-х томах.

Следующее заседание этой Подкомиссии ИНКВА было в 1991 г. в г. Пекине (КНР) во время XIII Конгресса ИНКВА.

Сразу после этого мероприятия в г. Новосибирске состоялся международный симпозиум "Хроностратиграфия палеолита северной, центральной, восточной Азии и Америки (палеоэкологический аспект)". После симпозиума были проведены научные экскурсии на археологические объекты Горного Алтая, бассейна р. Енисей и Прибайкалья.

И.М. Хорева

НАТАЛИЯ ВЛАДИМИРОВНА КИНД (1917–1992)

13 февраля 1992 г. скоропостижно скончалась Наталия Владимировна Кинд – талантливый ученый, доктор геолого-минералогических наук, одна из первооткрывателей алмазов в Якутии. Жизненный путь Наталии Владимировны был трудным и романтичным. Она родилась в г. Петрограде в 1917 г. 8 июля в семье профессора Петроградского Политехнического института. В 1934 г. поступила в Ленинградский государственный университет на геолого-почвенный факультет, который окончила в 1939 г. Трудовая деятельность Наталии Владимировны началась в 1939 г. во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ). С 1940 г. и в течение всего времени Отечественной войны она работала в системе Министерства геологии и охраны недр, проводя исследования по геологии, поискам и разведке алмазных месторождений Урала. Основные результаты этих исследований легли в основу кандидатской диссертации, которую Наталия Владимировна защитила в 1950 г. В 1951 г. Н.В. Кинд начала работать в Амакинской алмазной экспедиции на территории Якутии. Возглавляемые ею геологические партии проводили изыскания в долине р. Нижняя Тунгуска и на Среднем Вилюе. Осенью 1953 г. Н.В. Кинд в одном из притоков р. Вилюя – р. Малая Ботуобия обнаружила первый алмаз. Эта находка имела принципиальное значение, поскольку позволила сосредоточить внимание на исследованиях в Мало-Ботуобинском районе. Здесь под руководством Н.В. Кинд в 1954–1955 гг. проводилась государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000 и поиски коренных источников алмазов. В результате на прогнозной карте, составленной Н.В. Кинд в 1955 г., был оконтурен локальный участок возможного нахождения кимберлитового тела и уже на третий день поисков обнаружено одно из крупнейших коренных месторождений алмазов – трубка "Мир". Таким образом Н.В. Кинд стала первооткрывателем крупнейшего месторождения Якутии. В 1989 г. на сессии, посвященной 40-летнему юбилею находки первых алмазов на Вилюе, Н.В. Кинд была награждена почетной грамотой г. Мирного. Ее имя пользуется заслуженной любовью и уважением нескольких поколений якутских геологов. Вскоре после ее смерти появилось сообщение из Якутска: "Наталия Кинд" – такое название получил ювелирный алмаз, добытый в Якутии.

С 1959 по 1980 г. Наталия Владимировна работала в Геологическом институте Академии наук, где в 1971 г. успешно защитила докторскую диссертацию. Ею написано свыше 140 научных работ и отчетов, из которых более 100 опубликованы (часть работ опубликована за рубежом). Научные исследования в ГИНе были связаны с изучением стратиграфии, палеогеографии и геохронологии четвертичных отложений севера Сибири. Она практически впервые для этой территории составила хроностратиграфическую шкалу позднего антропогена и дала широкую межконтинентальную корреляцию ледниковых событий и климатических изменений, показав их синхронность для Северного полушария. Результаты работ легли в основу ее докторской диссертации, опубликованной в 1974 г. в виде монографии "Геохронология позднего антропогена по изотопным данным". Эта работа в 1977 г. была удостоена премии Московского общества испытателей природы. К ней долгое время еще будет приковано внимание исследователей, особенно работающих в Сибири. Н.В. Кинд работала всегда увлеченно и успешно. Она являлась признанным специалистом в области геологии и геохронологии четвертичного периода.

Научную деятельность Наталия Владимировна совмещала с научно-организационной. Она была председателем Секции новейших образований в Комиссии АН СССР по определению абсолютного возраста геологических формаций; член бюро Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР; член бюро советской группы проекта МПГК "Четвертичные оледения Северного полушария"; член четвертичной секции

Сибирского Межведомственного стратиграфического комитета; активный участник многих всесоюзных и международных совещаний по геологии четвертичного периода.

В жизни она была удивительной личностью. Доброе сердце Н.В. Кинд было открыто для любого человека. К ней тянулись все, с кем сводила судьба: геологи, рабочие, студенты, коллеги. Ее богатый духовный мир, широкая образованность, общительность и доброжелательность породили большой круг друзей, поклонников и последователей. В разные годы своей жизни она бывала в кругу писателей, общалась с К.И. Чуковским, А.И. Солженицыным, А.А. Ахматовой и др. Ее живой ум являл собой кладезь знаний во многих областях науки и культуры. Светлая память о ней – талантливом ученом и прекрасном человеке – навсегда сохранится в наших сердцах.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 61 1994

КРИТИКА

УДК 551.79

К.В. НИКИФОРОВА

ЧТО ТАКОЕ ПСЕКУПСКИЙ ФАУНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

(некоторые замечания к статье Вангенгейм Э.А., Певзнера М.А., Тесакова А.С. "Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегионе псекупского фаунического комплекса млекопитающих" Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. перода № 59. М.: Наука, 1990, с. 81–93).

Авторы рассматриваемой статьи приходят к выводу, что " ...по правилам приоритета следует восстановить название "псекупский фаунистический комплекс"..., для которого руководящей формой является Archidiskodon meridionalis meridionalis (с. 91). Нижняя граница этого комплекса совпадает по их мнению с нижней границей верхнего виллафранка, возраст которой они определяют древнее эпизода Олдувей, т.е. древнее 1,97 млн л., но моложе 2,5 млн л. Верхняя граница не указывается. Псекупский комплекс сопоставляется ими с нижней и средней стадиями верхнего виллафранка Италии – Оливола и Тассо. При определении возраста этих стадий они исходят из данных, опубликованных Бутом (1972) и Аццароли (Azzaroli, 1983).

Напомним, что в унифицированной схеме Европейской территории б. СССР между хапровским и таманским фаунистическими комплексами выделяется одесский комплекс, нижняя граница которого также сопоставляется с нижней границей верхнего виллафранка и стадии Оливола Италии, но возраст этой границы определяется в 1,65 млн л. Комплекс этот впервые был опубликован В.И. Громовым, в 1939 г., подтвержден в работе в 1948 г., но в дальнейшем был исключен из его схем. Как предполагают Э.А. Вангенгейм и др., "вероятно ввиду недостаточной еще изученности долины р. Псекупс" (Вангенгейм и др., 1990, с. 81). Из сказанного вытекает, что Э.А. Вангенгейм и ее соавторы предлагают не только убрать название "одесский" комплекс и заменить его названием "псекупский", но и рассматривать последний в совершенно иных возрастных рамках (во всяком случае его нижнюю границу).

Ниже приведены существенные с нашей точки зрения доводы, почему это предложение не может быть принято. Дело в том, что после 1983 г. Аццароли изменил во многом свою точку зрения на положение фауны Оливола в шкале континентальных отложений, а в связи с этим и на возраст нижней границы верхнего виллафранка. В работе 1988 г. (Azzaroli et al., 1988), авторы сопоставляют фауну стадии Оливола не с тиглием Нидерландов, а с низами эбурония, соответственно помещая ее выше верхней границы Олдувейского эпизода (1,67 млн л.), где проводят и нижнюю границу верхнего виллафранка (1,65 млн л.). К концу эбурония они относят фауну Тассо.

© К.В. Никифорова, 1994

Костеносные отложения в ряде местонахождений Южной Франции (Шиллак, Купэ и др.), с которыми авторы рассматриваемой статьи сопоставляют фауну Оливола и начало верхнего виллафранка, Аццароли и др. в работе 1988 г. относят к среднему виллафранку. Таким образом, псекупский комплекс, если его и выделять, ни в какой мере не может заменить собой одесский. Он явно древнее. Это доказывает и фауна мелких млекопитающих, собранная Л.П. Александровой из отложений разреза у станицы Саратовской (в том случае, если устанавливается ее принадлежность к псекупскому комплексу). Л.П. Александрова (1977) считает, что эта фауна занимает промежуточное положение между хапровским и одесским комплексами, т.е. древнее верхнего виллафранка. Не доказана принадлежность к верхнему виллафранку и фауны мелких млекопитающих, собранной из разреза у станицы Саратовской авторами рассматриваемой статьи (с. 85).

В вопросе о возрасте псекупского комплекса, по мнению Э.А. Вангенгейм и ее соавторов, большую роль играет наличие в разрезе близ станицы Бакинской Archidiskodon meridionalis, появление которого определяет начало верхнего виллафранка. Однако в цитируемой нами ранее работе Аццароли и др., 1988 г. показано, что смена слона Archidiskodon gromovi формой, близкой по характеру зубов к A. meridionalis происходит еще в среднем виллафранке, хотя по строению черепа она может быть и более примитивна. В разрезе близ станицы Бакинской обнаружены именно зубы A. meridionalis (К.Н.).

Характеризуя в итоге фауну среднего виллафранка, к которому Аццароли с соавторами в той же работе 1988 г. относят местонахождения Сен-Валье, Сенез (древняя фауна) и Тегелен, среди наиболее диагностичных видов они отмечают и вид Archidiskodon meridionalis.

Таким образом наличие Archidiskodon meridionalis в составе фаунистического комплекса само по себе не может определить принадлежность последнего именно к верхнему виллафранку. Вообще же, в настоящее время вряд ли можно выделять псекупский комплекс, даже если признать его более древним, чем одесский, что несомненно доказано. Стратотип его утерян, или во всяком случае недоступен. В таких случаях по правилам Стратиграфического кодекса (1977) должен быть установлен неостратотип, которого пока тоже нет. Нет, собственно говоря, и самого комплекса. Есть лишь отдельные местонахождения фауны млекопитающих и моллюсков, расположенные на левобережье р. Псекупс между станицами Бакинской и Саратовской, которые по возрасту могут быть отнесены к псекупской. Все это не устраняет возможности при дальнейших исследованиях выделения соответствующего комплекса, который, по-видимому, займет промежуточное положение между хапровским и одесским комплексами (саратовская фауна Л.П. Александровой). Но никак не заменит собой одесский.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л.П. Находка остатков мелких млекопитающих в антропогеновых отложениях р. Псекупс // Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М.: ГИН АН СССР, 1977. С. 5–11.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегионе псекупского комплекса млекопитающих // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1990. № 59. С. 81–93.

Громов В.И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих // Академику В.А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 2. С. 163–223.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР: (Млекопитающие, палеолит). М.: Изд-во АН СССР, 1948. 521 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол. Вып. 64, № 17).

Azzaroli A. Quaternary mammals and the "End-Villafranchian" dispersal event – a turning point to the history of Eurasia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. Vol. 44. P. 117–139.

СОДЕРЖАНИЕ

Беляева Н.В., Хусуд Т.А., Чеховская М.П. Климатические события и изменения циркуляции в плейстоцене в центральной части Северного Ледовитого океана 5

Басилян А.Э., Баринов К.Б., Орешкина Т.В. Верхнекайнозойские тусатуваямские слои на северо-западе Тихоокеанского обрамления 14

Александрова Л.П. Новые представления о строении, детальной стратиграфии и условиях образования аллювиальных отложений VI террасы Днестра (тираспольский стратотипический разрез Колкотова балка) 22

Рязанцев А.А. Стратиграфия и геохронология позднеплейстоцен-голоценовых отложений шельфа северо-западного сектора Японского моря 27

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Головина Л.А. Плиоцен-плейстоценовый наннопланктон Сирии 36

Зайцева Г.И. Исследование взаимодействия человека и природы на материалах комплексного изучения археологических памятников 38

Тесаков А.С. Первая находка Mimmonys Pitymyoides (Mammalia, Rodentia) на Северном Кавказе и ее стратиграфическое значение 43

Щеглов А.П. История морского и континентального осадконакопления в Геленджикской бухте за последние 20 тыс. лет 47

Штеренберг Л.Е., Снигиревская Н.С. Обломок углистого сланца из экваториальной Атлантики 50

ХРОНИКА

Хорева И.М. О Международном симпозиуме по стратиграфии четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона 56

Наталия Владимировна Кинд (1917—1992) 57

КРИТИКА

Никифорова К.В. Что такое псекупский фаунистический комплекс 59

CONTENTS

Belyaeva N.V., Khusid T.A., Chekhovskaya M.P. Climatic events and changes in the Pleistocene circulation in the Arctic Ocean's central part 5

Basilyan A.E., Barinov K.B., Oreshkina T.V. Upper Cenozoic Tusatuvayam beds in the northwestern Pacific fringing 14

Aleksandrova L.P. New concepts of the structure, detailed stratigraphy and setting of alluvial deposits on the VI Dniestr terrace (the Tyraspol stratotype section of Kolkotov ravine) 22

Ryazantsev A.A. Stratigraphy and geochronology of the Late Pleistocene-Holocene shelf deposits in northwestern sector of the Japan Sea 27

SCIENTIFIC NEWS AND SHORT COMMUNICATION

Golovina L.A. The Pliocene-Pleistocene nannoplankton of Syria 36

Zaitseva G.I. Studies of the man-nature relationships from data of integrated investigation of archeological monuments 38

Tesakov A.S. Stratigraphic significance of the first find of Mimmomys Pitymyoides (mammalia, rodentia) in the Northern Caucasus 43

Shcheglov A.P. History of marine and continental sedimentation in the Bay of Gelendjik over the last 20 thousand years 47

Shterenberg L.E., Snegirevskaya N.S. Fragment of carbonaceous shale from the equatorial Atlantic 50

CHRONICLE

Khoreva I.M. The International symposium for Quaternary stratigraphy of deposits in Asia and the Pacific region 56

Natalia Vladimirovna Keend (1917–1992). Obituary notice 57

CRITIQUE

Nikiforova K.V. What is a Psekupian faunal complex? 59

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА № 61

Утверждено к печати
Комиссией по изучению
четвертичного периода РАН

Редактор издательства
М.В. Грачева

Художественный редактор
Г.М. Коровина

Технический редактор
О.Б. Черняк

Корректор
З.Д. Алексеева

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ЛР № 020297 от 27.11.91
ИБ № 1185

Подписано к печати 13.05.94. Формат 70x100 1/16
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 5,2+0,3 вкл. Усл.кр.-отт. 5,8. Уч.-изд.л. 5,8
Тираж 280 экз. Тип. зак. 198

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Санкт-Петербургская типография № 1 РАН
199034, Санкт-Петербург, В-34 9 линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
готовится к печати книга:

Деков В.М. **Гидротермальное осадкообразование в Тихом океане.** 16 л.

В монографии, на примере сегмента срединно-океанического хребта (21° ю.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия), характеризующегося высокой скоростью спрединга, детально рассмотрены закономерности распределения химического, минерального и гранулометрического состава металлоносных осадков, их отдельных компонентов и парагенетических ассоциаций. Выявлено и количественно оценено изменение во времени и пространстве гидротермальной активности и определена скорость миграции гидротермальных полей вдоль оси спрединга. Предложена модель динамики циклического гидротермального процесса.

Для геологов, океанологов и геохимиков.

АДРЕСА КНИГОТОРГОВЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ
РОССИЙСКОЙ ТОРГОВОЙ ФИРМЫ "АКАДЕМКНИГА"

Магазины "Книга–почтой"

117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2; 197345 Санкт-Петербург, ул. Петрозаводская, 7

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга–почтой"

690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 ("Книга–почтой"); 620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга–почтой"); 664003 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга–почтой"); 660049 Красноярск, проспект Мира, 84; 103009 Москва, ул. Тверская, 19а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 117383 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51; 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 ("Книга–почтой"); 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино, Московской обл., МР "В", 1 ("Книга–почтой"); 443002 Самара, проспект Ленина, 2 ("Книга–почтой"); 191104 Санкт-Петербург, Литейный проспект, 57; 199164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2; 194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий проспект, 4; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга–почтой"); 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49

Магазин "Академкнига" в Татарстане:

420043 Казань, ул. Достоевского, 53